

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA E GEOTECTÔNICA DO OFIOLITO
ARROIO GRANDE, SE DO CINTURÃO DOM FELICIANO (BRASIL)**

RODRIGO CHAVES RAMOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

Porto Alegre – 2018

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA E GEOTECTÔNICA DO OFIOLITO
ARROIO GRANDE, SE DO CINTURÃO DOM FELICIANO (BRASIL)**

RODRIGO CHAVES RAMOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Delia del Pilar Montecinos de Almeida
Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa

Prof^a. Dr^a. Elena Peel Canabal
Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad de la República, Uruguai

Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do
Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2018

CIP - Catalogação na Publicação

Ramos, Rodrigo Chaves

Evolução petrogenética e geotectônica do Ofiolito
Arroio Grande, SE do Cinturão Dom Feliciano (Brasil)
/ Rodrigo Chaves Ramos. -- 2018.

213 f.

Orientador: Edinei Koester.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2018.

1. Geoquímica. 2. Geotectônica. 3. Ofiolito. 4.
Retroarco. I. Koester, Edinei, orient. II. Título.

Aos meus pais, Jorge e Maria, pelo
incalculável apoio e estrutura.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Edinei Koester, sem o qual não existiria este trabalho nem os anteriores relacionados ao Ofiolito Arroio Grande; a todos os funcionários do Instituto de Geociências da UFRGS e colegas geólogos (graduados ou não) que me ajudaram de alguma forma no desenvolvimento deste trabalho; à FAPERGS e CNPq pelo apoio financeiro a esta pesquisa.



“Todo grande progresso da ciência resultou de uma nova audácia da imaginação.” – Dewey, J. (1929)

RESUMO

O Ofiolito Arroio Grande, localizado no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, próximo à fronteira Brasil/Uruguai, entre Arroio Grande e Jaguarão (RS), é uma associação metaultramáfica-máfica-sedimentar que representa fragmentos de uma *mélange* ofiolítica, relacionada à amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental durante os estágios finais do ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano. As rochas do Ofiolito Arroio Grande se encontram circundadas por rochas metassiliciclásticas do Complexo Arroio Grande, do qual o ofiolito faz parte, e também como xenólitos em meio a granitoides da Suíte Pinheiro Machado e do Granito Três Figueiras (os quais integram o Batólito Pelotas-Aiguá). A unidade metaultramáfica do ofiolito compreende serpentinitos e xistos magnesianos cromíferos. Sua unidade metamáfica é constituída por anfíbolitos, metagabros e metadioritos. A unidade metassedimentar compreende mármore calcítico, intrudidos por enxame de diques máficos. O Ofiolito Arroio Grande está posicionado ao longo da Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande (transcorrente, dúctil, alto ângulo), responsável pela milonitização da maioria das rochas dessa associação. As investigações desenvolvidas no ofiolito tiveram o objetivo de identificar as fontes magmáticas dos protólitos e os processos que ocorreram desde sua geração no manto/crosta oceânica até sua incorporação no continente, além de obter idades (absolutas e relativas) referentes a esses processos. Para os metaultramafitos, a geoquímica de rocha total (e.g. Ni >1000 ppm; Cr > 1500 ppm), em conjunto com a química mineral de cromitas (e.g. Cr# 0,6-0,8; TiO₂ 0,01-0,20 %_{peso}; Fe²⁺/Fe³⁺ ± 0,9), sugeriu protólitos harzburgíticos mantélicos, cuja fonte é um manto depletado sob uma região de espalhamento oceânico de retroarco, que experimentou altas taxas de fusão parcial. Esses harzburgitos foram posteriormente serpentinizados em ambiente oceânico, sugerido pelas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₆₃₀ de um serpentinito (ca. 0,707). Para os metamafitos, a geoquímica de rocha total e isotópica sugeriram protólitos toleíticos oceânicos, gerados em um contexto de suprassubducção em ambiente de retroarco (e.g. Cr 260-600 ppm; Nb/Y 0,1-0,5; Ti/Y ± 500; La/Nb 2-5; Th/Yb 0,1-5 e Nb/Yb 1-5; padrões de REE; razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₆₃₀ variando de MORB – 0,703 – a IAT – 0,705-0,707), cuja fonte magmática foi enriquecida por material crustal e fluidos relacionados à subducção. A idade mínima para a obducção e metamorfismo das unidades ofiolíticas foi estimada em 640 Ma, a partir da datação (U-Pb SHRIMP) de um quartzo sienito. Esse último é o resultado de fusões relacionadas a intrusões diorítico-tonalíticas, atribuídas ao magmatismo de arco continental da Suíte Pinheiro Machado. Essas intrusões afetaram os mármore e os anfíbolitos (fragmentos dos enxames de diques máficos), de maneira que, em pelo menos 640 Ma, rochas da *mélange* ofiolítica (já metamorfizadas) estavam alojadas em ambiente continental. Um evento metassomático posterior (relacionado à intrusão do Granito Três Figueiras, sincinemática à zona de cisalhamento acima referida) afetou os serpentinitos, gerando zonas de talcificação, tremolitização e cloritização, essa última representando um *blackwall* que também envolveu unidades metassiliciclásticas do Complexo Arroio Grande. O Ofiolito Arroio Grande foi inserido no contexto geotectônico da bacia de retroarco Marmora, cujos fragmentos são encontrados na Namíbia (Terreno Marmora) e no Uruguai (Complexo Paso del Dragón e Bacia Rocha – Terreno Punta del Este).

Palavras-chave: Geotectônica; Ofiolito; Zona de Suprassubducção; Retroarco; Cromitas.

ABSTRACT

The Arroio Grande Ophiolite, located in the southeastern region of the Dom Feliciano Belt, near the Brazil/Uruguay border, is a metaultramafic-mafic-sedimentary association which represents slices of an ophiolitic *mélange*, related to the Western Gondwana amalgamation during the late stages of the Brasiliano-Panafrican orogenic cycle. The Arroio Grande Ophiolite rocks are enveloped by metasiliciclastic units of the Arroio Grande Complex and occur as xenoliths within granitoids of the Pinheiro Machado Suite and within the Três Figueiras Granite (units of the Pelotas-Aiguá Batholith). The metaultramafites of the ophiolite comprise serpentinites and Cr-rich magnesian schists. The metamafites comprise amphibolites, metagabbros and metadiorites. The metasedimentary unit comprises calcitic marbles, which are intruded by mafic dykes. The ophiolite is found along the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone (transcurrent, ductile, high angle), responsible for the mylonitization of this association. The investigations developed in this ophiolite had the objective of identify the magmatic sources of the protoliths and the processes that occurred since their generation within the mantle/oceanic crust until their incorporation into the continental crust, including their absolute and relative ages. The bulk-rock chemistry of the metaultramafites (e.g. Ni >1000 ppm; Cr > 1500 ppm), together with the mineral chemistry of the chromites (e.g. Cr# 0.6-0.8; TiO₂ 0.01-0.20 wt%; Fe²⁺/Fe³⁺ ± 0.9), suggested harzburgitic protoliths, attributed to a depleted mantle source under a back-arc spreading region, which experienced high degrees of partial melting. These harzburgites were serpentinized in an oceanic setting, as suggested by the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₆₃₀ ratio of a serpentinite (ca. 0.707). The bulk-rock chemistry of the metamafites suggested oceanic tholeiitic protoliths, generated in a supra-subduction setting in a back-arc environment (e.g. Cr 260-600 ppm; Nb/Y 0.1-0.5; Ti/Y ± 500; La/Nb 2-5; Th/Yb 0.1-5 and Nb/Yb 1-5; REE patterns; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₆₃₀ ratios ranging from MORB – 0.703 – to IAT – 0.705-0.707), whose magmatic source was contaminated by crustal material and subduction-related fluids. The minimum age for the obduction and metamorphism of the Arroio Grande Ophiolite rocks was estimated around 640 Ma from the U-Pb age of a quartz-syenite. The latter is the result of melting, related to dioritic-tonalitic intrusions, attributed to the continental magmatism of the Pinheiro Machado Suite. These intrusions affected both the marbles and the amphibolites (fragments of the mafic dykes), in order that, at least around 640 Ma, rocks of the ophiolitic *mélange* (already metamorphosed) were emplaced on the continent. A late metasomatic event (related to the emplacement of the Três Figueiras Granite, syn-kinematic to the abovementioned shear zone) affected the serpentinites, generating zones of talcification, tremolitization and chloritization, the latter representing a blackwall which also involved metasiliciclastic rocks of the Arroio Grande Complex. The Arroio Grande Ophiolite was inserted in the geotectonic context of the Marmora back-arc basin, whose fragments are found in Namibia (Marmora Terrane) and Uruguay (Paso del Dragón Complex and Rocha Basin – Punta del Este Terrane).

Keywords: Geotectonics; Ophiolite; Supra-subduction Zone; Back-arc; Chromites.

RESUMEN

El Ofiolito Arroio Grande, localizado al sureste del Cinturón Dom Feliciano, cerca de la frontera Brasil/Uruguay, entre Arroio Grande y Jaguarão (Rio Grande do Sul), es una asociación metautramáfica-máfica-sedimentaria que representa fragmentos de una *mélange* ofiolítica, relacionada a la amalgamación del paleocontinente Gondwana Occidental durante los estadios finales del ciclo orogénico Brasileiro-Panafricano. Las rocas del Ofiolito Arroio Grande se encuentran rodeadas por rocas metasiliciclásticas del Complejo Arroio Grande, del cual el ofiolito hace parte, y también como xenolitos en los granitoides de la Suite Pinheiro Machado y del Granito Três Figueiras (los cuales integran el Batolito Pelotas-Aiguá). La unidad metautramáfica del ofiolito comprende serpentinitas y esquistos magnesianos crómicos. Su unidad metamáfica está constituida por anfíbolitas, metagabros y metadioritos. La unidad metasedimentaria comprende mármoles calcíticos, intruida por un enjambre de diques máficos. El Ofiolito Arroio Grande está posicionado a lo largo de la Zona de Cizalla Ayrosa Galvão-Aroio Grande (transcurrente, dúctil, alto ángulo), responsable por la milonización de la mayoría de las rocas de esa asociación. Las investigaciones desarrolladas en el ofiolito tuvieron el objetivo de identificar las fuentes magmáticas de los protolitos y los procesos que ocurrieron desde su generación en el manto/corteza oceánica hasta su incorporación en el continente, además de obtener edades (absolutas y relativas) referentes a estos procesos. Para las metautramafitas, la geoquímica de roca total (e.g. Ni > 1000 ppm; Cr > 1500 ppm), en conjunto con la química mineral de cromitas (e.g. Cr# 0,6-0,8; TiO₂ 0,01-0,20 %_{peso}; Fe²⁺/Fe³⁺ ± 0,9), sugirió protolitos harzburgíticos mantélicos, cuya fuente es un manto empobrecido sobre una región de abertura oceánica de retroarco, que experimentó altas tasas de fusión parcial. Estos harzburgitos fueron posteriormente serpentinizados en ambiente oceánico, sugerido por las razones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₆₃₀ de una serpentinita (ca. 0,707). Para las metamafitas, la geoquímica de roca total e isotópica sugirió protolitos toleíticos oceánicos, generados en un contexto de supra-subducción en ambiente de retroarco (e.g. Cr 260-600 ppm; Nb/Y 0,1-0,5; Ti/Y ± 500; La/Nb 2-5; Th/Yb 0,1-5 y Nb/Yb 1-5; patrones de REE; razones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₆₃₀ variando de MORB – 0,703 – a IAT – 0,705-0,707), cuya fuente magmática fue enriquecida por material crustal y fluidos relacionados a la subducción. La edad mínima para la obducción y metamorfismo de las unidades ofiolíticas fue estimada en 640 Ma, a partir de la datación (U-Pb SHRIMP) de un cuarzo sienito. Este último es el resultado de fusiones relacionadas a intrusiones diorítico-tonalíticas atribuidas al magmatismo de arco continental de la Suite Pinheiro Machado. Estas intrusiones afectaron los mármoles y las anfíbolitas (fragmentos de los enjambres de diques máficos), de manera que, por lo menos a 640 Ma, rocas de la *mélange* ofiolítica (ya metamorfoseadas) estaban alojadas en ambiente continental. Un evento metasomático posterior (relacionado a la intrusión del Granito Três Figueiras, sincinemática a la zona de cizalla) afectó las serpentinitas, generando zonas de talcificación, tremolitización y cloritización, esta última representando un *blackwall* que también involucró unidades metasiliciclásticas del Complejo Arroio Grande. El Ofiolito Arroio Grande fue insertado en el contexto geotectónico de la cuenca de retroarco Marmora, cuyos fragmentos son encontrados en Namibia (Terreno Marmora) y en Uruguay (Complejo Paso del Dragón y Cuenca Rocha – Terreno Punta del Este).

Palabras clave: Geotectónica; Ofiolito; Zona de Supra-subducción; Retroarco; Cromitas.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. O principal acesso se dá através da rodovia BR 116, sentido sul, até chegar ao município de Arroio Grande. Em Arroio Grande, estradas vicinais no interior do município levam aos principais afloramentos. ESRG = Escudo Sul-rio-grandense. 20

Figura 2. Ilustração de Argand (1916) representando uma seção geológica em uma geossinclinal alpina, baseada nos estudos de Steinmann sobre ofiolitos (extraída de Bernoulli *et al.*, 2003). Legenda: 1 = antepaís; 1' = flambagem do antepaís, produto do empurrão de *nappes*; 2 = mar epicontinental; 3 = *foredeep*; 4 = cordilheira frontal; 5 = primeira depressão geossinclinal; 6 = segunda cordilheira; b e b' = brechas de talude; e = estreito marinho na depressão axial de *nappes*; g = batólitos graníticos do antepaís; g' = antigos batólitos deformados e metamorfizados, transformados em xistos cristalinos; v = alojamento de magma básico ao longo de superfícies lístricas na base de *nappes*; v' = extrusões submarinas derivadas dos mesmos diques alimentadores de v. 25

Figura 3. Ilustração modificada de Juteau (2003) representando o modelo de Staub (1924). 26

Figura 4. Ilustração modificada de Juteau (2003) representando o modelo de placólitos de Steinmann (1927): (1) alojamento de uma grande intrusão vertical, gerando no topo um bojo com 1 km de espessura e até 100 km de diâmetro, formando o denominado “placólito ofiolítico”; (2) com o resfriamento do magma começa a ocorrer a diferenciação. No topo do placólito se solidificariam as fases mais ferromagnesianas (gerando peridotitos), restando logo abaixo um magma residual de composição gabroica (marcado com R1 no modelo); (3) com a fragmentação dos peridotitos o magma gabroico se infiltraria nas fraturas, explicando assim o que Steinmann observou em campo: diques de gabro cortando os peridotitos; (4) o gabro cristalizaria, restando um magma residual (denominado R2 no modelo) rico em voláteis, localizado logo abaixo dos peridotitos e gabros, que poderia posteriormente gerar os diques de diabásio (que cortam ambos) e os espilitos; (5) e (6) continuação dos processos de diferenciação e cristalização final. 28

Figura 5. Diagrama sintetizando o antigo conceito comagmático para a gênese de ofiolitos (modificado de Juteau, 2003). Principais contribuições para o modelo: Lotti (1886 e 1910), estudos em ofiolitos da Ligúria e Toscana (Itália); Franchi (1902), ofiolitos da Ligúria e Alpes Ocidentais (Itália); Staub (1924), ofiolitos dos Alpes Ocidentais (Suíça); Steinmann (1905 e 1927), ofiolitos da Ligúria e Toscana (Itália); Dubertret (1939 e 1955), ofiolitos de Baer-Bassit (Síria); Brunn (1940, 1956 e 1960), ofiolitos de Vourinos e Pindos (Grécia); Routhier (1946), ofiolitos de Insecca (Córsega, França); Aubouin (1965), ofiolitos de Vourinos e Pindos (Grécia)..... 31

Figura 6. Representação (à esquerda) de um derrame ofiolítico submarino, segundo Aubouin (1959). À direita, seção vertical correspondente (adaptado de Aubouin, 1965). Rochas microlíticas = rochas com textura microlítica, onde a matriz é rica em micrólitos, indicando rápido resfriamento. 32

Figura 7. Diagrama sintetizando o conceito poligenético para a gênese de ofiolitos (modificado de Juteau, 2003). Principais contribuições para o modelo: Gass & Masson-Smith (1963), Gass (1968) e Moores & Vine (1971), estudos no ofiolito de Troodos (Chipre); Juteau (1970), ofiolito de Antaya (Turquia); Juteau *et al.* (1973), ofiolitos mediterrâneos; Reinhardt (1969), *nappe* de Semail (Omã); Bezzi & Piccardo (1971), ofiolitos na Ligúria (Itália); Davies (1968), Cinturão Ultramáfico de Papua (Papua-Nova Guiné); Church & Stevens (1971), Dewey & Bird (1971), Irvine & Findlay (1972), ofiolitos da Baía das Ilhas (Canadá). Manto pirolítico = manto superior. 33

Figura 8. Sequência ofiolítica completa e ideal segundo as definições da Conferência Penrose de 1972 (modificado de Kusky, 2004). Moho = descontinuidade de Mohorovičić. 35

Figura 9. Mapa mundial mostrando a distribuição dos principais cinturões ofiolíticos (linhas pretas grossas) e a localização de ofiolitos (estrelas pretas) estudados ao longo de décadas (modificado de Frost & Frost, 2013). 40

Figura 10. Compilação de exemplos de arquitetura litológico-estrutural ofiolítica, de acordo com a classificação de Dilek & Furnes (2011) (ver tabela 6 e figura 11): (a) ofiolitos do tipo Pluma; (b) ofiolitos do tipo Arco Vulcânico; (c) ofiolitos do tipo Dorsal Meso-oceânica; (d) ofiolitos do tipo SSZ; (e) ofiolitos do tipo Margem Continental (modificado de Furnes *et al.*, 2015). 47

Figura 11. Exemplos de alojamento de alguns ofiolitos, classificados conforme Dilek & Furnes (2011) (ver tabela 6 e figura 10) – (a) fragmentos do Platô Oceânico do Caribe (gerado por plumas) alojados no Complexo Acrescionário na Colômbia Ocidental; (b) ofiolito Tai Tao (sul do Chile), representa a subducção de uma dorsal meso-oceânica e sua interação com a trincheira; (c) Ilha de Macquarie (Austrália), fragmento de dorsal meso-oceânica exposta acima do nível do mar por empurrões tectônicos (ainda não está alojada no continente); (d) Ofiolitos ligurianos – crosta oceânica formada durante e após o rifteamento entre Ásia/África e Europa (abertura do paleo-oceano Ligure-Piemontês), posteriormente imbricada em depósitos de trincheira e alojada ao longo de falhas de empurrão resultantes de encurtamento regional; (e) Arcos insulares de Magnitogorsk (Montes Urais, Rússia) – consistem em um complexo vulcânico alojado no continente Europeu Oriental como resultado de subducção parcial de rochas de margem continental sob o antearco; (f) Ofiolito de Omã – fragmento de litosfera oceânica tetiana que forma a porção superior de uma *nappe*, em um pacote imbricado de rochas oceânicas. O antearco da litosfera oceânica tetiana foi desalojado do seu ambiente original e realocado na margem

continental Árabe durante a colisão trincheira-continente (modificado de Dilek & Furnes, 2014). 49

Figura 12. Reconstrução do Gondwana Ocidental com as principais áreas cratônicas e cinturões orogênicos associados (modificado de Gaucher *et al.*, 2009). 51

Figura 13. Mapa geológico-estrutural do Brasil com as principais unidades e localizações das associações ofiolíticas nos cinturões neoproterozoicos (modificado de Suita *et al.*, 2004). 52

Figura 14. Mapa simplificado dos terrenos e orógenos da Província Mantiqueira (modificado de Silva *et al.*, 2005a). 56

Figura 15. Mapa geológico do Escudo Uruguaio-sul-rio-grandense (modificado de Lenz *et al.*, 2013) – (a) configuração do Gondwana Ocidental; (b) cinturões orogênicos da Província Mantiqueira e do Orógeno Damara; (c) Cinturão Dom Feliciano e Cráton Río de La Plata no Escudo Uruguaio-sul-rio-grandense. Abreviações: BC = Bacia do Camaquã. Terrenos: CD = Cuchilla Dionisio; E = Encruzilhada; SG = São Gabriel; NP = Nico Pérez; P = Pelotas; PA = Piedra Alta; PE = Punta del Este; R = Rivera; T = Taquarembó; Ti = Tijucas. Zonas de cisalhamento: 1 = Sarandí del Yí; 2 = Sierra Ballena-Dorsal de Canguçu; 3 = Alférez-Cordillera; 4 = Fraile Muerto-María Albina; 5 = Otazo-Cerro Amaro-Aroio Grande; 6 = Ayrosa Galvão; 7 = Herval; 8 = Ibaré; 9 = Passo dos Marinheiros. Principais ofiolitos do Cinturão Dom Feliciano: I = Arroio Grande; II = Cerro La Tuna; III = Antiforme Capané; IV = Cerro Mantiqueiras; V = Ibaré; VI = Arroio Lajeadozinho. 59

Figura 16. Mapa geológico do Batólito Pelotas de Philipp *et al.* (2003). 70

Figura 17. Interpretação da radiometria (contagem total, canais de U, Th e K) das rochas do Escudo Sul-rio-grandense, extraído e modificado de Costa (1997). 74

Figura 18. Mapa geológico da região do Complexo Arroio Grande (modificado de Ramos *et al.*, 2017c) – (a) Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas-Punta del Este nas proximidades da fronteira entre o Brasil e o Uruguai; (b) porção sul do Complexo Arroio Grande, onde se situam os mais expressivos afloramentos de metaultramafitos e metamafitos do Ofiolito Arroio Grande; (c) diagramas equiárea (hemisfério inferior) contendo pólos de foliação (diagrama superior) e lineações de estiramento (diagrama inferior) de todas as unidades mostradas na figura 18b (N = 100 para cada litologia), concordantes à Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande. 76

Figura 19. Rochas da Unidade Metassiliciclástica do Complexo Arroio Grande – (a) injeções dobradas do Granito Três Figueiras (claro) paralelas à foliação das metagrauvacas (escuro) (modificado de Ramos *et al.*, 2014); (b) fotomicrografia (luz polarizada, aumento de 2,5x) de metagrauvaca mostrando dobra de composição

quartzo-feldspática (claro) em meio à pseudomatriz biotítico-argilosa (escuro); (c) afloramento de granada xisto com bandas quartzo-feldspáticas centimétricas marcando foliação subverticalizada (modificado de Ramos *et al.*, 2014); (d) fotomicrografia (luz polarizada, aumento de 10x) de granada xisto mostrando biotitas preenchendo as fraturas e espaços entre um *boudin* de granadas; (e) afloramento de micaxisto (modificado de Ramos & Koester, 2014); (f) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) de micaxisto mostrando alternância de bandas de segregação mineral ricas em muscovita e ricas em quartzo e feldspato (modificado de Ramos & Koester, 2014). Abreviações: Bt = biotita; Fsp = feldspato alcalino; Grt = granada; Qtz = quartzo; Ms = muscovita..... 78

Figura 20. Hidrotermalitos – amostras de mão de (a) hidrotermalito híbrido e (b) muscovitito (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (c) e (d) fotomicrografias (luz polarizada, aumento de 2,5x) respectivamente de turmalinito maciço (95 % de turmalina – cinza claro e escuro – e o restante de quartzo – branco) e de hidrotermalito híbrido (turmalina = preto; muscovita = cinza escuro; quartzo = cinza claro)..... 80

Figura 21. Metaultramafitos do Ofiolito Arroio Grande – (a) afloramento contendo metaultramafitos (modificado de Ramos *et al.*, 2017c); (b) detalhe da figura 21a, mostrando as zonas metassomáticas ricas em clorita, tremolita e talco (modificado de Ramos *et al.*, 2017c); (c) *pod* de serpentinito (visto em planta) envelopado por talco xisto dobrado (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (d) fotomicrografia de lâmina delgada de serpentina-talco xisto (luz polarizada, aumento de 2,5x) mostrando grãos de cromita com texturas *pull-apart* em uma matriz de talco e serpentina (modificado de Ramos & Koester, 2015); (e) imagem de elétrons retroespalhados (BEI) (microscopia eletrônica de varredura) em *mount* de cromitas de amostra de serpentina-talco xisto (aumento de 200x), mostrando cromita com textura em esponja, com cavidades preenchidas por clorita (cinza escuro), a qual cresceu a expensas da cromita (modificado de Ramos *et al.*, 2017c); (f) fotomicrografia de lâmina delgada de tremolitito (nicóis cruzados, aumento de 10x) mostrando cumulos de cromita (opacos) envoltos por massas de clorita, tremolita e talco (modificado de Ramos & Koester, 2014); (g) imagem de BEI de lâmina delgada de cloritito (aumento de 550x), mostrando zircões associados a veios de composição monazítica (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (h) imagem de BEI (aumento de 750x) da mesma lâmina delgada da figura 21g, mostrando zircão associado à ilmenita (modificado de Ramos *et al.*, submetido). Abreviações: Chl = clorita; Chr = cromita; Ilm = ilmenita; Mnz = monazita; Srp = serpentina; Tlc = talco; Tr = tremolita; Zrn = zircão. 83

Figura 22. Diagramas litogeoquímicos para os metaultramafitos do Ofiolito Arroio Grande (modificado de Ramos & Koester, 2015) – (a) diagrama discriminante tectônico Cr *versus* Ni, modificado de Floyd *et al.* (2000); (b) diagrama discriminante tectônico Zr *versus* Cr, modificado de Spandler *et al.* (2008); (c) e (d) aranhograma

de REE + Y normalizado ao condrito (McDonough & Sun, 1995), respectivamente, para as rochas ricas em talco e para as ricas em clorita do Ofiolito Arroio Grande. . 85

Figura 23. Diagramas discriminantes para espinélios – (a) Al_2O_3 versus Cr_2O_3 , modificado de Franz & Wirth (2000); (b) TiO_2 versus Cr# (Cr / Al + Cr molecular) (modificado de Azer, 2014); (c) Al_2O_3 versus razão molecular $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (modificado de Kamenetsky *et al.*, 2001); (d) diagrama ternário Cr–Al– Fe^{3+} (molecular) (modificado de Evans & Frost, 1975, Suita & Strieder, 1996 e Barnes & Roeder, 2001; campo do cromitito mantélico de Arai & Yurimoto, 1994). 86

Figura 24. Curva isotópica de Sr para a água do mar (modificada de Halverson & Théou-Hubert, 2014). Amostras do Ofiolito Arroio Grande: círculo branco = serpentina-talco xisto (Ramos *et al.*, submetido); círculo preto = Mármore Matarazzo (dados de Neis, 2017) (ver discussão sobre razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desses mármore na seção 3.3.2.3). 88

Figura 25. Diagramas de elementos traço normalizados: (a) REE de porção indeformada do Granito Três Figueiras (amostra PF73 de Klein *et al.*, submetido), o qual engloba xenólitos de metagabro do Ofiolito Arroio Grande; (b) REE do condrito de Boynton (1984); e (c) N-MORB (imóveis) de Sun & McDonough (1989). Dados geoquímicos de Ramos & Koester (2015) para o cloritito, Klein *et al.* (submetido) para o Granito Três Figueiras e Ramos *et al.* (2015) para o turmalinito. 89

Figura 26. Imagens de microscopia eletrônica de varredura dos zircões do cloritito do Ofiolito Arroio Grande (modificadas de Ramos *et al.*, submetido) – (a) imagem de catodoluminescência dos zircões datados pelo método U-Pb SHRIMP (*mount*); (b) imagem BEI mostrando texturas que sugerem dissolução de cristais de monazita e posterior reprecipitação, a qual preencheu interstícios entre os cristais de clorita (lâmina delgada, aumento de 350x); (c) imagem BEI mostrando zircões associados a cristais maiores de ilmenita (lâmina delgada, aumento de 370x); (d) imagem BEI mostrando grãos detríticos do xisto siliciclástico que circunda os afloramentos de metaultramafitos. Detalhe para o zircão incluso em uma ilmenita (grãos não polidos). 90

Figura 27. Metamafitos do Ofiolito Arroio Grande – (a) xenólitos de metagabro encaixados no Granito Três Figueiras (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (b) deformação milonítica em afloramento de anfibolito (linha pontilhada indica a lineação mineral (e de estiramento) sub-horizontal, marcada pelas hornblendas; curvas brancas deformadas indicam dobras) (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (c) fotomicrografia de lâmina delgada de anfibolito (luz polarizada, aumento de 2,5x) mostrando foliações S-C geradas pela Zona de Cisalhamento Arroio Grande (modificado de Ramos & Koester, 2014); (d) fotomicrografia de lâmina delgada de metagabro (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) mostrando hornblendas crescendo a expensas de augita. Abreviações: Aug = augita; Hbl = hornblenda; Pl = plagioclásio; Qtz = quartzo. 92

Figura 28. Diagramas litogeoquímicos para os metamafitos do Ofiolito Arroio Grande (modificado de Ramos *et al.*, 2017c) – (a) diagrama discriminante tectônico Ti *versus* V (modificado de Pearce, 1982); (b) diagrama discriminante tectônico Nb/Y *versus* Ti/Y (modificado de Pearce, 1982); (c) diagrama discriminante Y *versus* Cr (modificado de Pearce, 1982); (d) diagrama discriminante Nb/Yb *versus* Th/Yb (modificado de Pearce & Peate, 1995); (e) diagrama discriminante ternário Th–Ta–Hf (modificado de Wood *et al.*, 1981); (f) aranhograma de REE normalizado ao manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). 95

Figura 29. Aspectos petrográficos gerais dos Mármore Matarazzo (modificado de Gerhard, 2015) – (a) bandamento característico dos mármore; (b) estruturas de fluxo encontradas na interface mármore/metamafito; (c) reações metassomáticas frequentemente encontradas na interface mármore/anfibolitos; (d) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 5x) mostrando a textura principal dos mármore, nas regiões distantes das zonas de reação. Abreviações: Cal = calcita; Di = diopsídio; Pl = plagioclásio; Wo = wollastonita. 97

Figura 30. Aspectos petrográficos gerais dos anfibolitos – (a) fragmento de anfibolito boudinado, circundado pelo mármore (modificado de Ramos & Koester, 2015); (b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) mostrando a textura geral dos anfibolitos (modificado de Gerhard, 2015); (c) mosaico de fotomicrografias mostrando as texturas na interface anfibolito/mármore (modificado de Gerhard, 2015). Abreviações: Di = diopsídio; Hbl = hornblenda; Pl = plagioclásio; Tr = tremolita. 100

Figura 31. Aspectos petrográficos gerais dos metadiabásios (modificado de Gerhard, 2015) – (a) contatos retos entre dique de metadiabásio e mármore; (b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 5x) mostrando os porfiroblastos deformados. 101

Figura 32. Aspectos petrográficos gerais dos biotita xistos (modificado de Gerhard, 2015) – (a) lente métrica de xisto envolta pelo mármore; (b) porfiroblastos de quartzo e calcita deformados em meio à matriz rica em biotita. Abreviações: Bt = biotita; Cal = calcita; Qtz = quartzo; Ttn = titanita. 101

Figura 33. Aspectos petrográficos gerais dos dioritos (modificado de Gerhard, 2015) – (a) diques dioríticos métricos, cortando os mármore; (b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) mostrando a textura geral dos dioritos. Abreviações: Bt = biotita; Pl = plagioclásio; Qtz = quartzo; Ttn = titanita. 103

Figura 34. Aspectos macroscópicos dos quartzo sienitos relacionados às intrusões dioríticas/tonalíticas nos Mármore Matarazzo (modificado de Gerhard, 2015) – (a) bolsões de leucossoma e veios de sienito intrudindo fragmento de diorito; (b) quartzo sienito intrudindo o mármore; (c) xenólitos deformados de rocha máfica englobados

pela intrusão sienítica; (d) leucossomas de diopsídio peritético na zona de reação entre o quartzo sienito, o mármore e o diorito..... 104

Figura 35. Diagrama de concórdia U-Pb para o quartzo sienito (modificado de Ramos *et al.*, submetido). 105

Figura 36. Localização do Cinturão Dom Feliciano (e cinturões panafricanos relacionados) no Gondwana Ocidental (modificado de Blanco *et al.*, 2011). Extensão hipotética da Bacia Marmora após Frimmel *et al.* (2013). Seção A-B mostrada na figura 37. Modificado de Ramos *et al.* (2017c)..... 110

Figura 37. Evolução geodinâmica simplificada (sem escala) do Ofiolito Arroio Grande (localização da seção A-B na figura 36), modificado e adaptado a partir dos modelos de Chemale Jr. (2000), Blanco *et al.* (2009), Frimmel *et al.* (2011) e Chemale Jr. *et al.* (2012) – (a) rifteamento do Cinturão Namaqua, seguido pela (b) abertura da bacia de retroarco Marmora entre esse último e a microplaca Arachania; (c) subducção, para oeste, do assoalho oceânico da bacia Marmora sob o arco magmático Arachania (no qual os granitoides de arco do Batólito Pelotas-Aiguá se desenvolveram) e obducção das unidades oceânicas dos complexos Arroio Grande e Paso del Dragón; (d) situação após a colisão tangencial entre o Terreno Nico Pérez/Cinturão Dom Feliciano ocidental (*i.e.* Terrenos São Gabriel e Tijucas) e o Arco Arachania (*i.e.* Terreno Cuchilla Dionisio e Pelotas), encerramento final da bacia de retroarco (Marmora), alojamento do Terreno Marmora sobre a Zona de Port Nolloth, geração de granitoides pós-colisionais, sedimentação sin-orogênica na Bacia de Nama. Legenda: ZCSBC: zonas de cisalhamento Sierra Ballena e Dorsal de Canguçu. Modificado de Ramos *et al.* (2017c)..... 111

Figura 38. Comparação geoquímica (rocha total) entre os metamafitos do Ofiolito Arroio Grande, Cerro La Tuna (Complexo Paso del Dragón) e do Subterreno Chameis (modificado de Ramos *et al.*, 2017c) – diagramas discriminantes (a) Ti *versus* V (modificado de Pearce, 1982); (b) Nb/Y *versus* Ti/Y (modificado de Pearce, 1982); (c) Y *versus* La/Nb (modificado de Floyd *et al.*, 1991), (d) Nb/Yb *versus* Th/Yb (modificado de Pearce & Peate, 1995), e (e) Th-Ta-Hf (modificado de Wood *et al.*, 1981); (f) aranhograma normalizado ao manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) (composição média dos metamafitos das três regiões). Dados geoquímicos: Arroio Grande, Ramos & Koester (2015); La Tuna e Chameis, Will *et al.* (2014)..... 114

Figura 39. Ambiente tectônico de geração dos protólitos do Ofiolito Arroio Grande (seção adaptada e redesenhada a partir de Rajabi *et al.*, 2012). Modificado de Ramos *et al.* (submetido). 115

Figura 40. Modelos (sem escala) – (a) blocos ofiolíticos inseridos na *mélange*. Em torno de 640 Ma, intrusões tonalítico-dioríticas interagiram com blocos de mármore; (b) intrusão sincinemática do Granito Três Figueiras entre 610-590 Ma. Fluidos relacionados à intrusão interagiram com rochas metassiliciclásticas e com

metaultramafitos, gerando zonas de reação do tipo *blackwall*. Modificado de Ramos *et al.* (submetido). 116

Figura 41. Modelo tectônico da evolução do cinturão de dobramentos e empurrões Porongos durante os estágios finais do ciclo orogênico Brasileiro, modificado de Arena *et al.* (2017). 121

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação de complexos ofiolíticos conforme Miyashiro (1975).....	36
Tabela 2. Classificação de ofiolitos de Moores (1982).	37
Tabela 3. Classificação de ofiolitos segundo Nicolas (1989).....	38
Tabela 4. Principais características da classificação de ofiolitos de Nicolas & Boudier (2003).	41
Tabela 5. Síntese da classificação de ofiolitos de Dilek (2003), baseada no ambiente de geração das suas porções ígneas.	42
Tabela 6. Classificação de ofiolitos conforme Dilek & Furnes (2011). Legenda: (1) = ambientes não relacionados à subducção; (2) = ambientes relacionados à subducção.	46
Tabela 7. Média da composição química (rocha total) dos metamafitos do Ofiolito Arroio Grande (dados de Ramos & Koester, 2015), dos Metamafitos Matarazzo (dados de Ramos <i>et al.</i> , 2017a) e dos basaltos de retroarco modernos (dados de Gale <i>et al.</i> , 2013).	94
Tabela 8. Comparação litológica entre os complexos Arroio Grande e Paso del Dragón. Dados do Complexo Arroio Grande compilados de Ramos & Koester (2014 e 2015). Dados do Complexo Paso del Dragón extraídos de Peel <i>et al.</i> (2009 e 2013) e Velázquez (2015).	108
Tabela 9. Resumo simplificado das unidades do Terreno Marmora (modificado de Frimmel, 2011 e Will <i>et al.</i> , 2014).	109
Tabela 10. Comparação entre as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ dos metamafitos do Ofiolito Arroio Grande (dados de Ramos <i>et al.</i> , submetido), Cerro La Tuna e Subterreno Chameis (dados de Will <i>et al.</i> , 2014).	113

LISTA DE ABREVIATURAS

BAB e **BABB** – basalto de bacia de retroarco
BEI – imagem de elétrons retroespalhados (microscopia eletrônica de varredura)
C-MORB – basalto de dorsal meso-oceânica com contaminação crustal
D-MORB – basalto de dorsal meso-oceânica depletado
E-MORB – basalto de dorsal meso-oceânica enriquecido
IAB – basaltos de arco insular
IAT – toleítos de arco insular
MORB – basalto de dorsal meso-oceânica
N-MORB – basalto de dorsal meso-oceânica normal
OIB – basaltos de ilha oceânica
REE – elementos terras raras
SSZ – zona de suprassubducção

Minerais:

Aug – augita
Bt – biotita
Cal – calcita
Chl – clorita
Chr – cromita
Di – diopsídio
Fsp – feldspato alcalino
Grt – granada
Hbl – hornblenda
Ilm – ilmenita
Mnz – monazita
Ms – muscovita
Pl – plagioclásio
Qtz – quartzo
Srp – serpentina
Tlc – talco
Tr – tremolita
Ttn – titanita
Wo – wollastonita
Zrn – zircão

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	20
1.1 Objetivos.....	22
2. OFIOLITOS: EVOLUÇÃO DO CONCEITO E DAS INTERPRETAÇÕES.....	24
2.1 De meados do século XIX ao início da teoria da tectônica de placas.....	24
2.2 Década de 1970 até os dias atuais: o suporte da tectônica de placas	34
2.3 Ofiolitos no Brasil: alguns exemplos	50
2.4 Ofiolitos no Cinturão Dom Feliciano.....	57
2.4.1 Domínio Ocidental (Terreno São Gabriel)	60
2.4.2 Domínio Central (Terreno Tijucas).....	62
2.4.3 Domínio Oriental (Terreno Punta del Este)	63
3 CONTEXTO GEOLÓGICO DO OFIOLITO ARROIO GRANDE	66
3.1 O Terreno Pelotas no Escudo Sul-rio-grandense.....	69
3.2 O extremo sul do Terreno Pelotas	72
3.3 O Ofiolito Arroio Grande: geologia local	74
3.3.1 Complexo Arroio Grande: síntese da Unidade Metassiliciclástica	75
3.3.2 Complexo Arroio Grande: a Unidade Ofiolítica	81
3.3.2.1 Metaultramafitos (xistos magnesianos cromíferos).....	81
3.3.2.1.1 Geoquímica (rocha total e mineral).....	84
3.3.2.1.2 Geoquímica isotópica e geocronologia	86
3.3.2.2 Metamafitos.....	91
3.3.2.2.1 Geoquímica (rocha total).....	93
3.3.2.2.2 Geoquímica isotópica	95
3.3.2.3 Os Mármore Matarazzo.....	96
3.3.2.3.1 Rochas associadas aos Mármore Matarazzo	99
3.3.2.3.1.1 Os Metamafitos Matarazzo	99
3.3.2.3.1.2 Intrusões diorítico-tonalíticas e os quartzo sienitos.....	102
4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO OFIOLITO ARROIO GRANDE	107
4.1 Abertura da bacia de retroarco Marmora.....	109
4.2 Encerramento da bacia de retroarco Marmora	115
4.3 Amalgamação final do Gondwana Ocidental.....	118
4.4 Possível relação entre a Bacia de Nama e o Ofiolito Arroio Grande	119
4.5 Modelo alternativo para o Ofiolito Arroio Grande	120
5 Artigo “ <i>Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil</i> ”	122
6 Artigo “ <i>Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia)</i> ”.....	137
7 Artigo “ <i>Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry</i> ”.....	153
8 CONCLUSÕES GERAIS	185
REFERÊNCIAS	188

Sobre a Estrutura desta Tese:

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos publicados e submetidos em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

I) Capítulos 1, 2, 3 e 4 – introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Doutorado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, bem como o estado da arte sobre o tema de pesquisa.

II) Capítulos 5, 6 e 7 – artigos escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado:

- *Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil*, publicado no periódico *Brazilian Journal of Geology*, volume 45 (número 1), páginas 65-78;
- *Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia)*, publicado no periódico *Journal of South American Earth Sciences*, volume 80, páginas 192-206;
- *Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry*, submetido ao periódico *Precambrian Research*.

III) Capítulo 8 – conclusões sobre os temas abordados na tese de doutorado.

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

A presente tese é a evolução das pesquisas desenvolvidas anteriormente pelo autor durante o curso de graduação em Geologia e mestrado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Nesses trabalhos foram desenvolvidos estudos em uma associação metaultramáfica-máfica-sedimentar localizada na região de Arroio Grande e Jaguarão (extremo sul do estado do Rio Grande do Sul, próximo à fronteira com o Uruguai) (figura 1), interpretada como uma *mélange* ofiolítica. Essas foram as primeiras descrições de rochas ultramáficas na porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense (Ramos, 2011 e 2014; Ramos & Koester, 2013, 2014 e 2015; Ramos *et al.*, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017a, 2017b, 2017c e Ramos *et al.*, submetido).



Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. O principal acesso se dá através da rodovia BR 116, sentido sul, até chegar ao município de Arroio Grande. Em Arroio Grande, estradas vicinais no interior do município levam aos principais afloramentos. ESRG = Escudo Sul-rio-grandense.

O estudo dos fragmentos ofiolíticos e rochas metassiliciclásticas encontradas nessa *mélange* levou à hipótese de que tal associação litológica estaria relacionada ao encerramento de uma paleobacia oceânica neoproterozoica durante os estágios finais do ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano. A associação como um

todo foi denominada de Complexo Arroio Grande, sendo a porção ofiolítica (metaultramafitos, metamafitos e mármore) denominada de Ofiolito Arroio Grande (Ramos *et al.*, 2017c).

As unidades metaultramáficas e metamáficas de Arroio Grande foram interpretadas como ofiolíticas, devido à semelhança litológica com associações encontradas no Brasil e no exterior (e.g. *Mélange* de Abadiânia, Faixa Uruaçu, Goiás – Strieder & Nilson, 1992; Cerro Mantiqueiras, Terreno São Gabriel, Rio Grande do Sul – Leite, 1997; Antiforme Capané, Complexo Porongos, Terreno Tijucas, Rio Grande do Sul – Marques *et al.*, 2003; Complexo Paso del Dragón, Terreno Punta del Este, Uruguai – Peel, 2012; Grupo Chameis, Terreno Marmora, Namíbia – Frimmel, 2011) e a partir de interpretações modernas sobre o tema (ver capítulo 2).

Ofiolitos são atualmente definidos como fragmentos de manto superior e crosta oceânica sobrejacente, os quais foram tectonicamente desalojados de sua origem ígnea primária, como resultado de convergência de placas tectônicas. São frequentemente representados por uma associação de rochas geneticamente relacionadas, composta por peridotitos do manto superior (parcial ou totalmente serpentinizados) e cumulos ultramáficos crustais, (meta) gabros / basaltos, unidades vulcânicas com ou sem diques laminados e rochas (meta) sedimentares de origem marinha (Dilek & Furnes, 2011).

Estudos modernos, como o de Dilek & Newcomb (2003), Dilek & Robinson (2003), Kusky *et al.* (2011), Dilek & Furnes (2011 e 2014) demonstraram que a “sequência ofiolítica completa” em estilo de camadas de bolo definida em Anônimos (1972) representa apenas cerca de 10 % dos complexos ofiolíticos (em sua maioria restritos ao Fanerozoico), sendo as variações entre ofiolitos tão significantes quanto as suas semelhanças, dificultando definir uma seção-tipo ofiolítica. Os obstáculos se tornam ainda maiores em ofiolitos precambrianos, os quais se encontram frequentemente metamorfizados e desmembrados, geralmente com unidades faltantes (Kusky *et al.*, 2011).

Partindo dessa premissa, os metaultramafitos (xistos magnesianos cromíferos) e metamafitos (metagabros, metadioritos e anfibolitos) de Arroio Grande passaram a ser interpretados como fragmentos ofiolíticos, hipótese reforçada pelos estudos desenvolvidos ao longo do doutoramento do autor, envolvendo geoquímica de rocha total (Ramos & Koester, 2015), química mineral (Ramos *et al.*, 2017c) e

geoquímica isotópica/geocronologia (Ramos *et al.*, submetido) (respectivamente, os artigos I, II e III encontrados nos capítulos 5, 6 e 7).

Como mencionado, as rochas oceânicas do Complexo Arroio Grande foram interpretadas com base nas definições atuais sobre ofiolitos (Dilek & Furnes, 2011). Para uma melhor compreensão sobre o tema, é apresentada no capítulo 2 uma revisão sobre ofiolitos, que aborda a evolução das definições e das principais classificações referentes a esses complexos. São apresentados, também, alguns exemplos de associações ofiolíticas encontradas em cinturões orogênicos no Brasil. Posteriormente, no capítulo 3, é apresentado o estado da arte sobre a geologia do Ofiolito Arroio Grande, além do seu modelo de evolução tectônica (capítulo 4), construído a partir dos novos dados e interpretações constantes nos artigos científicos desenvolvidos durante o período de doutoramento do autor. No capítulo 8 são apresentadas conclusões gerais sobre o tema.

1.1 Objetivos

O objetivo principal desta tese é apresentar e integrar os dados de campo, petrográficos e geoquímicos (química mineral, rocha total e isótopos) obtidos no Ofiolito Arroio Grande. A partir dessas informações, em conjunto com os dados disponíveis na literatura, a tese propõe o significado tectônico dessa unidade, no contexto de evolução do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Orogênico Brasileiro-Panafricano no Gondwana Ocidental.

CAPÍTULO 2

2. OFIOLITOS: EVOLUÇÃO DO CONCEITO E DAS INTERPRETAÇÕES

Neste capítulo é apresentada a evolução do conceito de ofiolito. A revisão começa pelas primeiras definições desse termo em meados do século XIX, as primeiras tentativas de explicar a origem dessas sequências, as divergências de ideias que aconteciam no século XX em ambos os lados do oceano Atlântico, o amadurecimento das hipóteses a respeito da origem dos ofiolitos como consequência do fortalecimento da teoria da tectônica de placas, as quebras de paradigmas a respeito dos ambientes tectônicos de formação das sequências ofiolíticas, alguns modelos de geração e de alojamento, finalizando com os conceitos mais atuais sobre o tema. Posteriormente, são apresentados exemplos de ofiolitos encontrados no Brasil.

2.1 De meados do século XIX ao início da teoria da tectônica de placas

Ofiolito, do grego *ophis* (serpente) e *lithos* (pedra), literalmente “pedra serpente”, sinônimo grego para o termo latino “serpentinito” (igualmente “pedra serpente”) em referência à coloração verde e ao aspecto de “couro de cobra” comumente visto em serpentinitos, foi usado pela primeira vez por Brongniart (1813) para descrever rochas ultramáficas portadoras de minerais do grupo das serpentinas, não havendo uma distinção entre rochas metamórficas e ígneas. Brongniart (1821) posteriormente redefiniu o termo ofiolito, a partir de seus estudos na região dos Apeninos (Itália), como uma suíte de rochas magmáticas composta por ultramafitos, gabros, diabásios e rochas vulcânicas. Em Brongniart (1827) já havia a distinção entre rochas metamórficas e ígneas, onde então os ofiolitos foram agrupados na classe ígnea, como uma associação magmática. Os trabalhos de Brongniart se propuseram a definir idades relativas, não sendo feitas tentativas para modelar a gênese dos ofiolitos (Coleman, 1977; Dilek, 2003; Juteau, 2003; Moores, 2003).

Lotti (1886) e Franchi (1902) confirmaram a associação ofiolítica de Brongniart na Itália e propuseram os primeiros modelos comagmáticos para explicar a origem dessa associação de rochas. Para esses autores a suíte ofiolítica representava a diferenciação de um único corpo ígneo, extrudido no assoalho oceânico através de um grande magmatismo submarino (Juteau, 2003).

Nos Apeninos da Itália, Pantanelli (1880) observou radiolaritos que ocorriam associados a lavas almofadadas, sugerindo uma relação genética entre ambas as rochas. Teall (1894) na Grã-Bretanha, também descreveu lavas almofadadas intercaladas com *chert* radiolarítico, levantando nesse autor a suspeita de que essa formação teria uma origem submarina (Bernoulli *et al.*, 2003).

Suess (1909) argumentava que os serpentinitos frequentemente apresentavam contatos ígneos, encontrados como massas ígneas foliadas em terrenos altamente dobrados. Esse autor concordava com as interpretações realizadas alguns anos antes por Steinmann (1905) (figura 2), o qual argumentava que essas suítes magmáticas (chamadas pela primeira vez de “suítes ofiolíticas”), compostas por rochas ultramáficas ígneas, serpentinitos, gabros, diabásios e lavas almofadadas, representavam fundos oceânicos soerguidos – uma interpretação fortalecida pela presença de sedimentos geossinclinais marinhos, como por exemplo, os radiolaritos (Juteau, 2003; Moores, 2003).

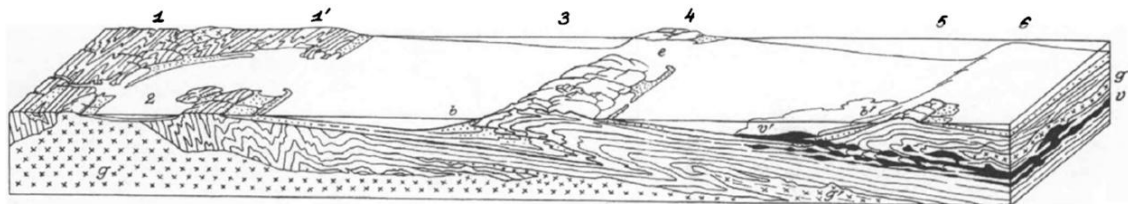


Figura 2. Ilustração de Argand (1916), representando uma seção geológica em uma geossinclinal alpina, baseada nos estudos de Steinmann sobre ofiolitos (extraída de Bernoulli *et al.*, 2003). Legenda: 1 = antepaís; 1' = flambagem do antepaís, produto do empurrão de *nappes*; 2 = mar epicontinental; 3 = *foredeep*; 4 = cordilheira frontal; 5 = primeira depressão geossinclinal; 6 = segunda cordilheira; b e b' = brechas de talude; e = estreito marinho na depressão axial de *nappes*; g = batólitos graníticos do antepaís; g' = antigos batólitos deformados e metamorfizados, transformados em xistos cristalinos; v = alojamento de magma básico ao longo de superfícies ílísticas na base de *nappes*; v' = extrusões submarinas derivadas dos mesmos diques alimentadores de v.

Lotti (1910) resumiu as principais relações de campo entre as três principais fácies presentes nos ofiolitos (serpentinitos, gabros e diabásios): (i) essas fácies sempre se sobrepunham (serpentinitos na base, gabros acima desses e diabásios no topo); (ii) os gabros intrudiam os serpentinitos através de diques; (iii) os diabásios intrudiam ao mesmo tempo os serpentinitos e os gabros; (iv) rochas do topo da sequência se intercalavam com sedimentos marinhos. O autor concluiu ainda que as rochas ígneas dessas sequências eram o produto de grandes extrusões magmáticas no assoalho oceânico, onde, depois de cristalizados, os peridotitos eram hidratados pela água oceânica, transformando-se então em serpentinitos (Juteau, 2003).

A relação entre radiolaritos e rochas oceânicas apontada em Steinmann (1905) foi fortalecida por Dewey & Flett (1911) e também por Davis (1918). Esses trabalhos propuseram um modelo onde a proliferação de radiolários (fonte dos futuros radiolaritos) se dava em águas imediatamente ao redor das fontes de extrusão vulcânica submarina. Também Dewey & Flett (1911) e Lewis (1914) afirmavam que as lavas almofadadas eram produto de atividade vulcânica submarina (Juteau, 2003).

Staub (1924) apresentou um modelo para o alojamento de ofiolitos nos Alpes (figura 3). Em seu modelo os ofiolitos eram alojados como lacólitos e como soleiras concordantes às rochas sedimentares encaixantes. Após o alojamento, o magma ofiolítico era diferenciado por gravidade, formando, da base para o topo, peridotitos, gabros e diabásios (Juteau, 2003).

Em Steinmann (1927) os ofiolitos constituíam uma associação de peridotitos serpentinizados, gabros, diabásios, rochas gabroicas extrusivas (espilitos) e noritos. Todas essas unidades tinham uma relação genética, com seus processos geradores ocorrendo durante a evolução de eugeossinclinais e, ainda, havendo associados a essas rochas, sedimentos marinhos profundos. Esse conjunto litológico representaria uma sequência magmática espessa e diferenciada, evoluída no assoalho oceânico.

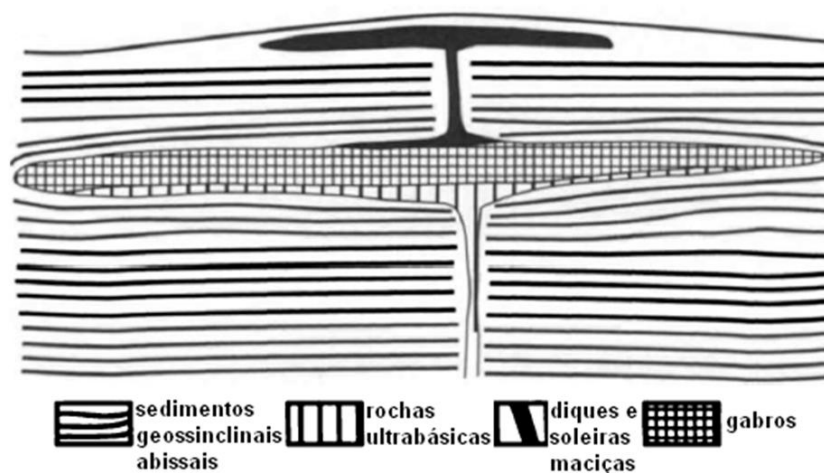


Figura 3. Ilustração modificada de Juteau (2003) representando o modelo de Staub (1924).

A partir dessa associação foi cunhado o termo “Trindade de Steinmann”, que é uma referência à tríade “serpentinito + diabásio (espilito) + *chert* radiolarítico”. Esse termo passou a ser usado para as diversas ocorrências de associações

similares que estavam sendo descritas tanto nos Alpes como em outras regiões (Coleman, 1977; Bernoulli *et al.*, 2003; Dilek, 2003; Juteau, 2003; Moores, 2003).

Muitas das interpretações de Steinmann (1927) a respeito de ofiolitos e o consequente amadurecimento desse termo ocorreram baseados em seus estudos nos Apeninos da região da Ligúria, na Itália, onde o autor observou que nessas montanhas predominavam serpentinitos associados espacialmente a rochas vulcânicas e sedimentares. Usando a diferenciação magmática em sua interpretação, o autor sugeriu que os ultramafitos e os gabros eram as primeiras fases a se solidificarem, posteriormente sendo intrudidas pelas rochas vulcânicas (é possível aqui traçar um paralelo com as relações de campo relatadas por Lotti, 1910, anteriormente mencionado). Essa interpretação refutava o que era proposto por Staub (1924), citado anteriormente, que sugeria para essas rochas uma diferenciação magmática por gravidade (Coleman, 1977).

Para adequar o seu modelo, Steinmann (1927) foi obrigado a negar a natureza extrusiva das lavas almofadadas. O autor as interpretou como sendo o resultado de fracionamento magmático, representando o topo de um “placólito” (termo criado por Steinmann), em seu modelo baseado em placólitos (figura 4) para explicar o alojamento de ofiolitos em sedimentos geossinclinais (Aubouin, 1965; Dilek, 2003; Juteau, 2003).

Contemporaneamente ao trabalho de Steinmann (1927), dois autores também tentavam explicar a origem e significado tectônico dos peridotitos e serpentinitos. Na América do Norte, Bowen (1927) concluiu baseado em estudos experimentais que, devido à inexistência de lavas ultramáficas (os komatiitos ainda não haviam sido descobertos), os peridotitos e serpentinitos dos Alpes eram formados por cristalização fracionada de magmas basálticos, através da acumulação de olivinas precoces no fundo de câmaras magmáticas, sendo injetados em estado sólido na crosta. Seus estudos experimentais também demonstravam que seriam necessárias temperaturas proibitivas altíssimas para que magmas peridotíticos pudessem existir na crosta terrestre (Coleman, 1977; Dilek, 2003; Moores, 2003).

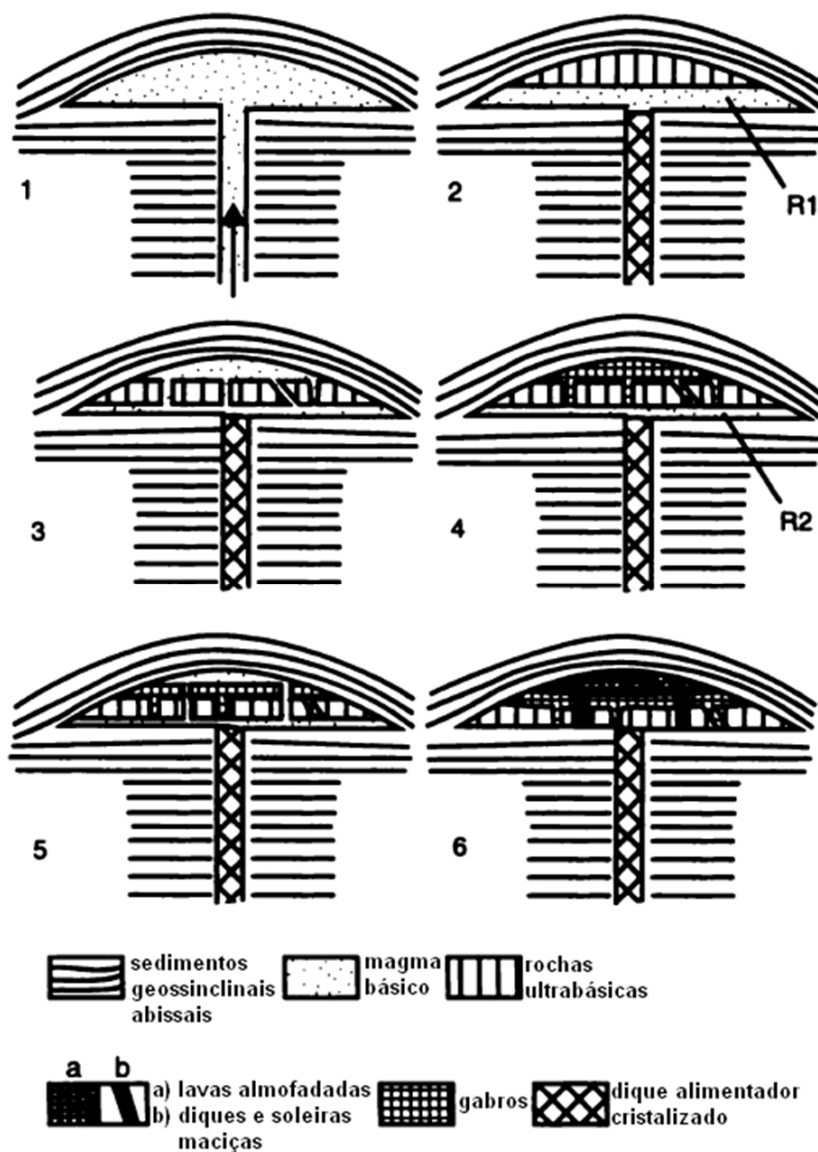


Figura 4. Ilustração modificada de Juteau (2003) representando o modelo de placólitos de Steinmann (1927): (1) alojamento de uma grande intrusão vertical, gerando no topo um bojo com 1 km de espessura e até 100 km de diâmetro, formando o denominado “placólito ofiolítico”; (2) com o resfriamento do magma começa a ocorrer a diferenciação. No topo do placólito se solidificariam as fases mais ferromagnesianas (gerando peridotitos), restando logo abaixo um magma residual de composição gabroica (marcado com R1 no modelo); (3) com a fragmentação dos peridotitos o magma gabroico se infiltraria nas fraturas, explicando assim o que Steinmann observou em campo: diques de gabro cortando os peridotitos; (4) o gabro cristalizaria, restando um magma residual (denominado R2 no modelo) rico em voláteis, localizado logo abaixo dos peridotitos e gabros, que poderia posteriormente gerar os diques de diabásio (que cortam ambos) e os espilitos; (5) e (6) continuação dos processos de diferenciação e cristalização final.

Contemporaneamente, Benson (1926) argumentava a favor da visão europeia, onde os peridotitos tinham uma origem magmática. Devido à frequente ocorrência de peridotitos em cinturões de montanhas, o autor cunhou o termo “peridotitos do tipo alpino” para se referir a esse tipo de rocha encontrada em tal

circunstância. O autor interpretou os peridotitos do tipo alpino como intrusões plutônicas encaixadas em rochas sedimentares geossinclinais dobradas. De acordo com essa interpretação, tais peridotitos não seriam espacial ou geneticamente relacionados aos gabros, diabásios e vulcanitos, exatamente o contrário do que Steinmann (1927) propunha em seus estudos (Dilek, 2003; Moores, 2003).

A partir desse ponto da história, duas ideias contrastantes sobre a origem dos peridotitos polarizaram os geólogos dessa época. Na Europa, o conceito de ofiolitos de Steinmann e a ideia de intrusões de magmas ultramáficos (e sua posterior diferenciação) eram virtualmente aceitos por todos os estudantes do tema. Já nas Américas, prevaleciam as ideias de Bowen, não sendo aceitos o termo e o conceito de ofiolito como uma associação comagmática. Nos ofiolitos estudados nas Américas os peridotitos eram considerados acumulações cristalinas plutônicas, desassociados e sem relação genética com os gabros, diabásios e lavas almofadadas (Coleman, 1977).

Staub (1928) em seus estudos sobre a evolução de geossinclinais, tentou explicar a origem dos ofiolitos encontrados no cinturão alpino. Esse autor interpretava as associações ofiolíticas como intrusões em *nappes* embrionárias, alojados por compressão em uma geossinclinal.

Hess (1933) reconheceu ofiolitos também em arcos insulares. Tanto para esse autor como para o contemporâneo Lodochnikov (1933), a serpentinização da maioria dos corpos ultramáficos encontrados tanto em cinturões de montanhas quanto em arcos insulares era um enigma. Para Hess essa serpentinização era o resultado de um autometamorfismo de intrusões ultrabásicas a partir da absorção de água localizada no entorno dessas intrusões (em outras palavras, hidratação). Já Lodochnikov acreditava que a serpentina era um produto dos estágios magmáticos tardios, hipótese que foi derrubada alguns anos depois por Bowen & Tuttle (1949) (Young, 2003).

Questionando as interpretações de Bowen (1927) e baseado em suas interpretações de campo, Hess (1938) afirmava que os peridotitos e os serpentinitos tinham origem em magmas ultramáficos hidratados. Tanto Bowen (1927) como Hess (1938) nunca reconheceram as relações espaciais e genéticas das rochas ofiolíticas da Trindade de Steinmann (Dilek, 2003).

Durante a década de 1940 os avanços tecnológicos alcançados devido aos esforços de guerra da II Guerra Mundial permitiram que fosse possível conhecer o

assoalho oceânico mais detalhadamente. Essas novas informações foram fundamentais para a posterior descoberta do espalhamento do assoalho oceânico e o desenvolvimento da teoria da tectônica de placas. Hess (1948) e Hess & Maxwell (1949) publicaram importantes mapas batimétricos do Oceano Pacífico, revelando a topografia do assoalho oceânico. Também, os últimos autores identificaram zonas sísmicas profundas abaixo de arcos insulares que posteriormente seriam reconhecidas como as zonas de Wadati-Benioff (Moores, 2003).

No Congresso Geológico Internacional realizado em 1952 na Argélia houve uma sessão dedicada aos ofiolitos, onde ideias do final da década de 1930 e início da década de 1940 (e.g. Dubertret, 1939 – *nappes de greenstones* na Síria; Brunn, 1940 – grandes derrames submarinos; Routhier, 1946 – “vulcano-plútons” submarinos) convergiram para novas hipóteses. Em uma delas, Routhier (1954) concluiu que os grandes derrames ofiolíticos não eram restritos ao estágio geossinclinal dos orógenos. Glangeaud (1954) acrescentou que os ofiolitos poderiam representar grandes extrusões sílico-magnesianas submarinas, não estando necessariamente relacionados a orogêneses (Juteau, 2003).

Apoiado em seus estudos em peridotitos do Caribe e dos Apalaches (regiões de Terra Nova, Nova Inglaterra, Quebec e Virginia, na América do Norte), Hess (1955) não aceitava o modelo europeu de ofiolitos, argumentando que o conceito de Steinmann (1927) era incompleto, pois não levava em consideração a evolução dos cinturões de montanhas. O autor achava as definições de ofiolito parcialmente úteis, mas ressaltava que rotular como “ofiolitos” todos os conjuntos litológicos contendo serpentinitos, peridotitos, gabros e diabásios causaria confusões e dificuldades em reconhecer as relações temporais desses membros com o ciclo tectônico (esses argumentos de Hess representaram o pensamento científico norte-americano a respeito de ofiolitos durante toda a década de 1950). Outra conclusão dos estudos de Hess (1955) foi que a maioria da crosta oceânica era formada por serpentinitos (futuramente Hess, 1962, sugeriria que a interface entre sua crosta oceânica essencialmente serpentinitica e os peridotitos subjacentes representaria a descontinuidade de Mohorovičić) (Dilek, 2003; Juteau, 2003).

Na mesma época, na Europa, autores como Dubertret (1955) e Brunn (1956) testavam a Trindade de Steinmann em outras regiões além dos Alpes, como na Síria, Turquia e Grécia, interpretando a estratigrafia dos ofiolitos como o resultado do alojamento de um magma basáltico no assoalho oceânico e posterior diferenciação

das rochas por segregação de olivinas e piroxênios, o que gerava a estratigrafia de peridotitos (base), gabros acima, e diabásios + vulcanitos no topo (figura 5) (Dilek, 2003; Juteau, 2003).



Figura 5. Diagrama sintetizando o antigo conceito comagmático para a gênese de ofiolitos (modificado de Juteau, 2003). Principais contribuições para o modelo: Lotti (1886 e 1910), estudos em ofiolitos da Ligúria e Toscana (Itália); Franchi (1902), ofiolitos da Ligúria e Alpes Ocidentais (Itália); Staub (1924), ofiolitos dos Alpes Ocidentais (Suíça); Steinmann (1905 e 1927), ofiolitos da Ligúria e Toscana (Itália); Dubertret (1939 e 1955), ofiolitos de Baer-Bassit (Síria); Brunn (1940, 1956 e 1960), ofiolitos de Vourinos e Pindos (Grécia); Routhier (1946), ofiolitos de Insecca (Córsega, França); Aubouin (1965), ofiolitos de Vourinos e Pindos (Grécia).

Ross *et al.* (1954) notaram as semelhanças entre fragmentos do manto encontrados em rochas basálticas e os peridotitos encontrados nos cinturões alpinos. Na mesma época, De Roever (1957) reinterpreto as rochas magmáticas da Trindade de Steinmann como o produto de fusões mantélicas, responsáveis pela geração dos basaltos encontrados no topo dos ofiolitos e das ultramáficas residuais na base. Não concordando com as interpretações correntes na Europa (diferenciação de magmas basálticos) e na América do Norte (peridotitos do tipo alpino e serpentinitos sem relação genética com as rochas gabroicas e basálticas), o autor revolucionariamente sugeriu que os peridotitos alpinos eram fragmentos do manto, alojados em estado sólido, resultado de processos tectônicos de grande escala (Juteau, 2003; Moores, 2003).

Brunn (1959) foi o primeiro que reconheceu a possível associação entre ofiolitos e centros de expansão oceânica. Sua interpretação, e também a de outros colegas contemporâneos como Lemoine (1955) e Aubouin (1959), era que os ofiolitos representavam o produto de grandes derrames submarinos de magmas ofiolíticos em geossinclinais, seguidos de uma posterior estratificação relacionada ao resfriamento e diferenciação por gravidade (figura 6) (Aubouin, 1965).

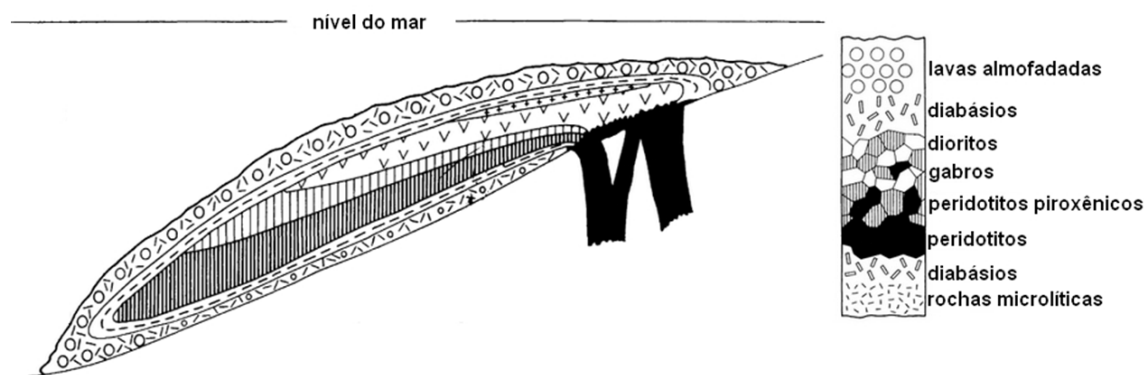


Figura 6. Representação (à esquerda) de um derrame ofiolítico submarino, segundo Aubouin (1959). À direita, seção vertical correspondente (adaptado de Aubouin, 1965). Rochas microlíticas = rochas com textura microlítica, onde a matriz é rica em micrólitos, indicando rápido resfriamento.

Vuagnat (1963) era outro europeu que não concordava com a explicação baseada em diferenciação de magmas basálticos, argumentando que esse mecanismo não explicaria a abundância de rochas ultramáficas em comparação com rochas gabroicas nos ofiolitos, e nem as deformações plásticas de alta temperatura e as estruturas de fluxo observadas em peridotitos ofiolíticos. Para o autor, os peridotitos encontrados nos ofiolitos eram resultado de resíduos de fusão parcial do manto superior. Nesse mesmo período, Dietz (1963) argumentava que os peridotitos do tipo alpino representavam fragmentos de rocha oceânica incorporados às margens continentais de geossinclinais e Hess (1965) também aceitava a ideia de que os ofiolitos representavam porções do assoalho oceânico (Juteau, 2003; Moores, 2003).

Em 1967 uma coletânea de artigos científicos sobre rochas ultramáficas (Wyllie, 1967) reuniu as ideias americanas e europeias a respeito do tema, incluindo discussões sobre os ofiolitos. A maioria dos trabalhos aceitava que as rochas ultramáficas tinham origem no manto litosférico, mas não se chegou a um consenso sobre quais processos mantélicos estavam envolvidos, nem sobre os mecanismos de alojamento dessas rochas na crosta (Coleman, 1977). Gass (1968) afirmou que o Complexo de Troodos, localizado no Chipre, era um fragmento de manto (a porção com características mantélicas foi reconhecida por Gass & Masson-Smith, 1963, a partir de evidências geofísicas) e crosta oceânica, gerado em um centro de expansão, posteriormente soerguido durante processos de convergência (figura 7).

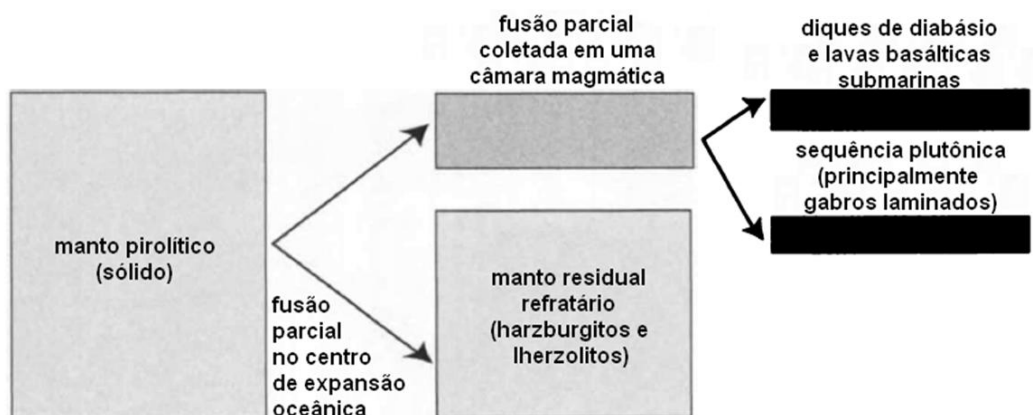


Figura 7. Diagrama sintetizando o conceito poligenético para a gênese de ofiolitos (modificado de Juteau, 2003). Principais contribuições para o modelo: Gass & Masson-Smith (1963), Gass (1968) e Moores & Vine (1971), estudos no ofiolito de Troodos (Chipre); Juteau (1970), ofiolito de Antaya (Turquia); Juteau *et al.* (1973), ofiolitos mediterrâneos; Reinhardt (1969), *nappe* de Semail (Omã); Bezzi & Piccardo (1971), ofiolitos na Ligúria (Itália); Davies (1968), Cinturão Ultramáfico de Papua (Papua-Nova Guiné); Church & Stevens (1971), Dewey & Bird (1971), Irvine & Findlay (1972), ofiolitos da Baía das Ilhas (Canadá). Manto pirolítico = manto superior.

Porém, as indefinições acerca do tema continuavam. Nesse mesmo período autores como Crook (1969) consideravam ofiolitos apenas as rochas básicas da sequência, excluindo os serpentinitos, seguindo provavelmente a classificação norte-americana que considerava ofiolitos como “rochas ígneas básicas associadas a sedimentos geossinclinais” (Green, 1971; Juteau, 2003; Moores, 2003).

Com a revolução da teoria da tectônica de placas em 1968, muitos tópicos, divergências e divagações a respeito do conceito de ofiolitos começaram a ser esclarecidos pelo aporte de explicações coerentes e plausíveis. Antes da teoria da tectônica de placas, o modo de alojamento das porções ultramáficas dos ofiolitos era uma das questões mais difíceis de serem discutidas, sendo esses corpos geralmente interpretados como intrusões ígneas comagmáticas em sedimentos geossinclinais.

Em 1969 uma conferência realizada na Califórnia (a Conferência Penrose), Estados Unidos (EUA), organizada pela *Geological Society of America*, reuniu as principais ideias sobre o “significado da nova tectônica global para o magmatismo, sedimentação e metamorfismo em cinturões orogênicos” (título literal dessa conferência), que fortaleceriam definitivamente a teoria da tectônica de placas (sendo os ofiolitos uma das peças fundamentais para a solidez da nova teoria). Os ofiolitos eram foco dos debates, principalmente as discussões referentes ao enigma do alojamento dessas rochas (teoricamente formadas em centros de expansão de

assoalho oceânico em dorsais meso-oceânicas, conforme a ideia corrente nessa época) em áreas continentais. Esse enigma resultou em uma grande quantidade de trabalhos que seriam publicados na década seguinte.

2.2 Década de 1970 até os dias atuais: o suporte da tectônica de placas

No início da década de 1970, agora totalmente embasados na tectônica de placas, muitos autores se dedicaram ao tema dos ofiolitos. Moores (1970) formulou um modelo aplicado à Cordilheira Norte-Americana (EUA) de alojamento de ofiolitos como consequência de colisão de uma margem continental com uma placa subductante. Coleman (1971) cunhou o termo “obducção” para se referir ao mecanismo, contrário à subducção, onde fragmentos da crosta oceânica são empurrados (obductados) em direção à crosta continental.

Dewey & Bird (1971) discutiram questões a respeito do alojamento dos ofiolitos de Terra Nova (Canadá) e sugeriram, pela primeira vez, que alguns ofiolitos poderiam ter uma origem em bacias de retroarco (Coleman, 1977; Moores, 2003; Pearce, 2003). Entretanto, o consenso de que os ofiolitos eram gerados em dorsais meso-oceânicas persistia no início da década de 1970. Tal ideia era fortalecida à medida que novas informações sobre a estrutura da crosta oceânica eram obtidas (através do *Ocean Drilling Project*) e comparações eram feitas entre esses dados e alguns ofiolitos já conhecidos (particularmente os ofiolites de Troodos, no Chipre, e de Semail, no Omã), juntamente com dados sísmicos de bacias no Oceano Pacífico. Tudo isso levou à ideia de que a crosta oceânica tinha uma arquitetura do tipo “camadas de bolo”, e poucas variações laterais em sua estruturação (Bernoulli *et al.*, 2003; Dilek, 2003; Moores, 2003).

Esse consenso acima referido (arquitetura organizada em “camadas de bolo”) foi fortalecido após outra Conferência Penrose, agora dedicada exclusivamente aos ofiolitos (Anônimos, 1972), onde se definiu a pseudoestratigrafia de uma crosta oceânica completa e ideal (figura 8), com base no que se conhecia até então sobre a crosta oceânica e os ofiolitos, e em seminários informais realizados durante a conferência, após excursões de campo em alguns ofiolitos estadunidenses (Dilek, 2003; Moores, 2003).



Figura 8. Sequência ofiolítica completa e ideal segundo as definições da Conferência Penrose de 1972 (modificado de Kusky, 2004). Moho = descontinuidade de Mohorovičić.

Em Anônimos (1972), ofiolitos foram definidos como uma “distinta assembleia de rochas máficas e ultramáficas”. Em um ofiolito completo a sequência ofiolítica ideal seria constituída, da base para o topo, por:

- (i) camada inferior composta por um complexo ultramáfico;
- (ii) complexo gabroico;
- (iii) camada contendo enxames de diques máficos;

(iv) complexo vulcânico máfico, geralmente com presença de lavas almofadadas e, ainda, rochas associadas tais como: sedimentares de origem marinha, *cherts*, cromitas podiformes relacionadas ao complexo ultramáfico, calcários, ardósias e intrusões félsicas sódicas.

Essa nova proposta não levava em consideração os mecanismos de alojamento na crosta continental nem o ambiente tectônico da geração das unidades ígneas. Ressaltou-se ainda que cuidadosos mapeamentos e estudos petrológicos deveriam ser realizados em todos os complexos ofiolíticos conhecidos até então (Dilek, 2003; Moores, 2003). Esse modelo de Penrose foi fortemente baseado no que foi visto no maciço de Troodos (Chipre), onde as rochas são virtualmente livres de perturbações tectônicas (Vine, 2003).

Em 1973 em Moscou (União Soviética, atual Rússia) foi realizada uma nova conferência (Anônimos, 1973) sobre ofiolitos, cujo assunto principal tratava dos mecanismos de alojamento dos mesmos em margens continentais e em cinturões de montanhas. Além de discussões focadas em alguns ofiolitos da Ásia Central, a conferência serviu também para introduzir a teoria da tectônica de placas para

muitos cientistas soviéticos. Nas excursões de campo realizadas durante a conferência foi observado que os complexos de diques laminados eram raros e as sequências extrusivas muito delgadas ou ausentes (Dilek, 2003; Moores, 2003). Nesse mesmo ano em Paris (França) um simpósio sobre o tema ajudava a difundir a ideia que ofiolitos representavam fragmentos de crosta oceânica (Mesorian *et al.*, 1973; Coleman, 1977).

Conforme aumentava o aporte de informações a respeito dos ofiolitos, aumentavam também as diferenças entre características de crosta oceânica típica e características de sequências ofiolíticas. Em Miyashiro (1973), que propunha uma origem em ambiente de subducção e arco insular para o Maciço de Troodos (Chipre) baseada em assinaturas geoquímicas, o paradigma da origem dos ofiolitos em dorsais meso-oceânicas começou a mudar. A partir desse trabalho, a hipótese de geração de ofiolitos em ambientes relacionados à subducção começou a ganhar força e concorrer com a hipótese, até então única, de uma origem em dorsais meso-oceânicas (Dilek, 2003; Flower, 2003; Hawkins, 2003).

Argumentos que apontavam outros ambientes tectônicos de formação de ofiolitos foram discutidos alguns anos depois em trabalhos como Dallmeyer & Williams (1975) e Lanphere *et al.* (1975). Esses estudos sugeriam que ofiolitos eram gerados apenas poucos milhões de anos antes do seu alojamento nos continentes, o que apontava, segundo os autores, para uma gênese em estágios tardios do desenvolvimento de bacias oceânicas, ao invés de uma gênese nos estágios iniciais (*i.e.*, em centros de expansão) (Flower, 2003).

Miyashiro (1975) propôs uma classificação para ofiolitos baseada na afinidade química das rochas vulcânicas desses complexos. Um resumo dessa classificação é apresentado na tabela 1.

Tabela 1. Classificação de complexos ofiolíticos conforme Miyashiro (1975).

Classe	Afinidade química	Ambiente tectônico de geração das rochas vulcânicas
I	Toleítica e/ou cálcio-alcálica.	Arcos insulares.
II	Toleítica.	Dorsais meso-oceânicas e/ou arcos insulares.
III	Toleítica e alcalina.	Riftes (margens continentais), ilhas intraoceânicas.

A publicação de Coleman (1977) foi dedicada exclusivamente a ofiolitos, compilando tudo o que era conhecido sobre o assunto até aquela data. Esse trabalho apontava os grandes problemas para a classificação de ofiolitos, sendo eles: (i) os fatores que afetam essas sequências como a erosão, o intemperismo, os desmembramentos e/ou dobramentos tectônicos e também o metamorfismo; (ii) a ausência de exemplos de alojamento de crosta oceânica atual em continentes.

Um simpósio sobre ofiolitos foi realizado em 1979 no Chipre, com o objetivo de resolver questões em aberto em relação à gênese dessas associações, dando origem ao trabalho publicado por Panayiotou (1980) contendo todo o conhecimento sobre ofiolitos até então. Entretanto, a cada nova conferência realizada, uma questão importante não conseguia ser respondida: quais eram os mecanismos de alojamento dos ofiolitos? Os modelos eram construídos levando em conta os processos geodinâmicos modernos, mas nenhum estudo conseguia encontrar um exemplo de alojamento de ofiolito atual. Coleman (1977) já alertava que a correlação com a crosta oceânica moderna deveria ser feita com precaução e, principalmente, sem assumir que os processos antigos são os mesmos que os atuais.

Moore (1982) publicou uma revisão sobre ofiolitos, onde classificou os complexos em dois principais tipos: (i) ofiolitos do tipo Tetiano e (ii) ofiolitos do tipo Cordilheirano. Um resumo dessa classificação é apresentado na tabela 2.

Tabela 2. Classificação de ofiolitos de Moore (1982).

Ofiolitos Tetianos	Ofiolitos Cordilheiranos
Formados em dorsais meso-oceânicas.	Formados em ambientes relacionados à convergência.
Assentados sobre margens continentais passivas ao longo de contatos tectônicos.	Associados temporal e espacialmente com arcos insulares e edifícios vulcânicos, vulcanoclastitos e <i>mélanges</i> .

Pearce *et al.* (1984) apresentaram as principais características petrológicas e geoquímicas dos denominados Ofiolitos de Zona de Suprassubducção (SSZ) (termo que a partir de então jamais deixaria a literatura referente a ofiolitos), ou seja, aqueles formados em centros de expansão oceânica localizados nas regiões imediatamente acima de uma zona de subducção ativa (e.g. antearcos e retroarcos). Esses ofiolitos se distinguiriam daqueles formados em dorsais meso-oceânicas por apresentarem características geoquímicas de arcos insulares, sequências mantélicas mais depletadas e maior presença de depósitos de cromitas podiformes.

Os autores concluíram ainda que a maioria dos complexos ofiolíticos encontrados em cinturões orogênicos se enquadraria no tipo SSZ.

No mesmo ano, Leitch (1984) propôs uma classificação para ofiolitos relacionados a arcos, que consistia em quatro grupos distintos:

Grupo A – ofiolitos derivados de litosfera oceânica mais antiga do que a formação do arco, capturados pelo arco através de sistemas de empurrão;

Grupo B – ofiolitos derivados de litosfera oceânica, formados por rifteamento da placa superior (em um contexto de subducção);

Grupo C – ofiolitos gerados no início da formação do arco insular;

Grupo D – ofiolitos formados por magmatismo durante a evolução do arco.

Duas classificações foram propostas simultaneamente por Boudier & Nicolas (1985) e Ishiwatari (1985), baseadas em características do manto. Os primeiros propuseram uma classificação voltada a fatores estruturais, dividindo os ofiolitos em dois tipos: (i) Lherzolito (complexos ofiolíticos cuja porção mantélica é lherzólítica e pouco depletada); (ii) Harzburgito (manto harzburgítico, mais depletado).

Entretanto, Ishiwatari (1985) levou em consideração critérios petrológicos e químicos das porções gabroicas e basálticas, classificando-os nos tipos (i) Liguria, (ii) Papua (coincidindo respectivamente com os tipos Lherzolito e Harzburgito acima citados) e (iii) Yakuno (intermediário entre os tipos Lherzolito e Harzburgito supramencionados) (Nicolas & Boudier, 2003).

Nicolas (1989) apresentou uma classificação baseada no ambiente tectônico de alojamento dos ofiolitos. A síntese dessa classificação é apresentada na tabela 3. Nessa classificação os ofiolitos colisionais (tipo III) correspondem ao tipo Tetiano de Moores (1982), enquanto os ofiolitos de margem continental ativa (tipo II) correspondem ao tipo Cordilheirano, também de Moores (1982).

Tabela 3. Classificação de ofiolitos segundo Nicolas (1989).

Tipo	Ambiente tectônico	Exemplos
I	Margem continental passiva.	Semail (Omã), Papua (Papua-Nova Guiné).
II	Margem continental ativa.	Complexo Franciscano (Califórnia, EUA).
III	Zona de sutura (continente-continente e arco-continente).	Sistemas orogênicos alpinos e himalaianos, ofiolitos caledonianos, hercinianos e uralianos.

Uma nova Conferência Penrose ocorreu em 1998 com o objetivo de reavaliar os modelos existentes de formação de ofiolitos e geração de crosta oceânica. Os ofiolitos foram comparados com os novos resultados das perfurações em alto-mar do *Ocean Drilling Project*. Como resultado dessa conferência foi publicado o trabalho de Dilek *et al.* (2000), uma compilação de artigos científicos sobre o tema.

Shervais (2001) propôs um conceito de “ciclo de vida” para ofiolitos de SSZ. No primeiro estágio (o nascimento), há a formação de crosta oceânica em um ambiente de SSZ, logo após o início da subducção (esse estágio é caracterizado pela erupção de lavas toleíticas de arco, geração de gabros acamadados e complexo de diques laminados). No segundo estágio (a juventude), há a construção de crosta oceânica mais complexa, com contínua fusão da astenosfera em resposta ao fluxo de fluidos oriundos da placa subductante, deformação extensional da suíte plutônica mais antiga, erupção de lavas refratárias e intrusões de wehrlito-piroxenito. No terceiro estágio (a maturidade) são formados os sistemas arco-bacia e, à medida que a zona de subducção amadurece e se estabiliza, é configurado um vulcanismo de arco semiestável tipicamente cálcio-alcalino. No quarto estágio (a morte) a subducção chega ao fim através da colisão com um platô oceânico ou margem continental. Finalmente, no último estágio (a ressurreição), há o alojamento do antearco que contém o ofiolito de SSZ.

Em 2003 foram publicadas duas importantes contribuições, onde foi revisado e atualizado todo o conhecimento sobre o tema até então. Dilek & Robinson (2003) apresentaram uma compilação de artigos divididos em seções dedicadas aos (i) ofiolitos tetianos no sistema orogênico Alpino-Himalaiano, (ii) processos magmáticos, metamórficos e tectônicos na gênese dos ofiolitos, (iii) alteração hidrotermal e biogênica de crosta oceânica registrada em ofiolitos, (iv) processos e mecanismos de alojamento, e (v) ocorrências regionais de complexos ofiolíticos. Em Dilek & Newcomb (2003) foram feitas extensas revisões bibliográficas a respeito dos ofiolitos englobando seu conceito, origem e evolução, além de discussões sobre os complexos ofiolíticos clássicos estudados no mundo (responsáveis pelos principais modelos de geração e alojamento), sendo alguns desses trabalhos apresentados a seguir.

Nicolas & Boudier (2003) revisaram e evoluíram a sua classificação proposta em 1985 (anteriormente mencionada), à luz dos novos estudos que iam sendo

realizados nos complexos ofiolíticos ao redor do globo. Uma nova categoria (tipo Lherzolito-Harzburgito) foi proposta, e a síntese dessa nova classificação é apresentada na tabela 4 (a localização de alguns exemplos é mostrada na figura 9).

Dilek (2003) apontou que as interpretações baseadas em Anônimos (1972) não mais eram proveitosas, devido ao fato que os ofiolitos desmembrados e deformados, encontrados em cinturões orogênicos e em contextos intracontinentais, podem ter sido gerados em qualquer tipo de ambiente oceânico. O autor propôs, ainda, uma classificação para o ambiente de geração das porções ígneas dos complexos ofiolíticos, como mostrada na tabela 5 (a localização de alguns exemplos é mostrada na figura 9).



Figura 9. Mapa mundial mostrando a distribuição dos principais cinturões ofiolíticos (linhas pretas grossas) e a localização de ofiolitos (estrelas pretas) estudados ao longo de décadas (modificado de Frost & Frost, 2013).

Dewey (2003) sugeriu que os ofiolitos representam fenômenos relacionados a “eventos peculiares no tempo e espaço em arcos e oceanos estreitos onde a litosfera é delgada e frágil”. O autor ressaltou ainda que ao longo da história evolutiva do planeta os processos não são uniformes, muitas vezes são catastróficos e situações tectônicas especiais podem gerar configurações particulares de placas e continentes, concluindo que os ofiolitos são uma “expressão da complexidade do comportamento e história da Terra, que gera um padrão catastrófico, aparentemente não-uniformitário”.

Tabela 4. Principais características da classificação de ofiolitos de Nicolas & Boudier (2003).

	Tipo Harzburgito	Tipo Harzburgito-Lherzolito	Tipo Lherzolito
Maciços considerados	Omã-Emirados Árabes Unidos (ver figura 9), Papua (Papua-Nova Guiné), Nova Caledônia (maciço do sul) (ver figura 9).	Baía das Ilhas (Canadá) (ver figura 9), Yakuno (Japão), Mirdita (Albânia), Troodos (Chipre) (ver figura 9), Antália, Aladağ e Kızıldağ (Turquia), Xigatse (Tibete), Muslim Bagh (Paquistão), Josephine (EUA) (ver figura 9), Vourinos (Grécia), Zambales (Filipinas).	Lanzo e Liguria (Itália), Trinity (EUA), Ótris (Grécia).
SEÇÃO CRUSTAL			
Vulcanitos (sobrejacentes aos diques laminados)	Espessura: 4-6 km Toleitos (baixa alumina).	Espessura: 2-3 km Toleitos (alta alumina).	Espessura: 0-1 km Álcali-basaltos.
Diques laminados	Expressivos, alto mergulho.	Mergulho alto a moderado. Subhorizontais, ausentes ou pobremente organizados.	Ausentes, soleiras pobremente organizadas.
Gabros			
Exposição	Espessos, contínuos.	Delgados, contínuos, localmente ausentes.	Ausentes ou restritos a corpos decamétricos.
Litologia	Inferior: olivina gabros; superior: olivina gabros e gabronoritos.	Dominantemente gabronoritos, olivina gabros e ferrogabros.	Olivina gabros.
Estrutura	Inferior: gabros acamadados; superior: gabros foliados.	Gabros bastante a pouco foliados, gabros isotrópicos.	Gabros isotrópicos, gabros foliados.
Deformação penetrativa	Deformação magmática.	Deformação magmática a plástica.	
Bandas de cisalhamento	Fácies anfibolito, movimentação horizontal.	Fácies granulito a xisto verde, falhas lítricas.	Comum.
Intrusões de wehrilito	Abundantes.	Presentes.	Ausentes.
SEÇÃO MANTÉLICA			
Litologia	Harzburgito e dunito.	Clinopiroxênio harzburgito, localmente espinélio-, plagioclásio lherzolito e dunito.	Plagioclásio (espinélio) lherzolito.
Temperatura de deformação	Muito alta a alta.	Alta a média.	Média a baixa.
Estruturas internas	Foliação horizontal (exceto diápiros).	Foliação horizontal a vertical.	Foliação vertical.
Zonas de cisalhamento	Incomuns, verticais com foliação horizontal.	Comuns, verticais com foliação vertical.	Muito comuns, verticais.
Ocorrência de diabásio	Incomum.	Comum.	Diques e soleiras nas seções superiores.
Zona de transição Moho	Intercalações de níveis de dunito e gabro, lentes de websterito, espessura variável (< 0,5 km).	Dunito localmente espesso (até 2 km), intercalado com níveis de wehrilito, websterito.	Lentes de dunito.
Cromita podiforme	Incomum.	Abundante.	Incomum a ausente.
Serpentinização	Lizardita.	Lizardita e antigorita.	Antigorita.

Tabela 5. Síntese da classificação de ofiolitos de Dilek (2003), baseada no ambiente de geração das suas porções ígneas.

Tipo	Características	Exemplos
Liguriano	Peridotitos serpentinizados, intrudidos e/ou recobertos por volumes pequenos a moderados de gabros, diques e lavas almofadadas. Ausência de complexo de diques laminados. Contato manto/crosta pode ser tectônico, intrusivo e/ou estratigráfico. Peridotitos compostos principalmente por lherzolitos à base de plagioclásio e espinélio, com variedades ricas em clinopiroxênio, mostrando localmente tramas de alta temperatura. Porção mantélica mais antiga que a crustal. Rochas gabroicas variando de cumuláticas a isotrópicas, incluindo plagiogranitos, todos ocorrendo como pequenos corpos intrusivos e diques nos peridotitos. Geoquímica MORB. Rochas extrusivas ocorrem como lavas almofadadas e derrames maciços, ambos com afinidade MORB. Equivalentes à classe III de Miyashiro (1975) e Tipo Lherzolitico de Nicolas & Boudier (2003). Formados durante os estágios iniciais de abertura de uma bacia oceânica.	Liguria (Apeninos do Norte e Alpes Ocidentais, Itália).
Mediterrâneo	Podem conter a estratigrafia completa idealizada do tipo Penrose de Anônimos (1972). Área-tipo: ofiolito de Semail (Omã). Cobertura sedimentar geralmente composta por rochas pelágicas (calcário e/ou <i>chert</i>). Ausência de rochas vulcanoclásticas e piroclásticas. Apresentam estruturas geradas por expansão de assoalho oceânico. Contato entre os complexos de diques laminados e as rochas plutônicas subjacentes pode ser mutualmente intrusivo ou por falhamentos. Os complexos de diques laminados são geralmente os alimentadores das porções extrusivas (maciças ou almofadadas). Sequências mantélicas constituídas principalmente por harzburgito-lherzolito e harzburgito. Correspondem à Classe I de Miyashiro (1975) e Tipo Harzburgítico a Harzburgito-lherzolitico de Nicolas & Boudier (2003) (e também à maioria dos ofiolitos do tipo Tetiano de Moores, 1982). Gerados em ambiente de antearco, arco juvenil e retroarco. Sua evolução envolve expansão de assoalho oceânico, tectonismo na placa superior em um contexto de subducção intraoceânico. Alojamento controlado principalmente por movimentos relativos de pequenas placas e microcontinentes e suas interações com sistemas arco-trincheira dentro de grandes bacias oceânicas.	Mar Mediterrâneo oriental (Albânia, Grécia, Chipre, Turquia), Omã, Tibete, Baía das Ilhas (Terra Nova, Canadá) (ver figura 9).
Sierrano	O melhor exemplo desse tipo, o ofiolito de Serra Nevada (EUA), é composto por rochas vulcânicas, plutônicas e hipoabissais, com complexos de diques laminados localmente bem desenvolvidos. Vulcanitos variam de basaltos e andesitos basálticos a dacitos e riolitos, com presença de vulcanoclastitos indicando a construção de edifícios vulcânicos, no decorrer de sua evolução, sobre um embasamento oceânico. Evolução episódica e poligenética do arco insular, com sua fase principal de construção do arco ocorrendo em condições intraoceânicas, com posterior rifteamento e magmatismo. Essa categoria inclui a Classe II de Miyashiro (1975) e corresponde parcialmente ao tipo Cordilheirano de Moores (1982).	Círculo do Pacífico, Cuba, Serra Nevada (EUA).

Chileno	Caracterizados pelos ofiolitos Rocas Verdes (Chile). Compostos, da base para o topo, por rochas vulcânicas máficas (lavas almofadadas e brechas vulcânicas), complexo de diques laminados, diabásios maciços e gabros. Peridotitos mantélicos não estão expostos. Contato intrusivo entre complexo de diques laminados e rochas plutônicas subjacentes. Rochas máficas são quimicamente similares à MORB e apresentam <i>trends</i> de diferenciação toleítica. Formados em bacia de retroarco extensional, por processos de rifteamento. São relativamente autóctones.	Rocas Verdes (Chile) (ver figura 9), Pontides (Turquia), Ásia Central, Cáucaso Menor (região do Cáucaso).
Macquarie	Ocorrência única na Ilha de Macquarie (Austrália). Representa um fragmento relativamente <i>in situ</i> de crosta oceânica, soerguido acima do nível do mar por processos tectônicos. Apresenta a sequência Penrose típica, apesar dos contatos entre as litologias serem geralmente por falhas. Os basaltos (incluindo vidros vulcânicos frescos) e diques de diabásio variam de N- a E-MORB. Ainda não foi incorporado tectonicamente a uma margem continental (pode se tornar o embasamento de um arco insular de ofiolito do tipo Serrano, dependendo da sua evolução geodinâmica).	Macquarie (Austrália) (ver figura 9).
Caribenho	Crosta oceânica formada em Grandes Províncias Ígneas. Fragmentos de platôs oceânicos tectonicamente alojados, com estrutura interna e estratigrafia heterogênea. Pode conter a maioria das unidades ofiolíticas, incluindo lavas almofadadas ou maciças (de composição variando de N- a E-MORB), gabros isotrópicos a acamadados, dunitos com bandas de lherzolito, olivina websterito e olivina gabronoritos nos níveis estruturalmente inferiores. Diques laminados geralmente ausentes.	Caribe, Ilhas Salomão, Japão, Equador.
Franciscano	Espacialmente associados com complexos acrescionários de margens ativas. Geralmente intercalados tectonicamente com <i>mélanges</i> e rochas metamórficas de alto grau. Incluem fragmentos de peridotitos abissais, gabros e basaltos com origem em fatias crustais de dorsais meso-oceânicas (lavas almofadadas e gabros), e/ou fragmentos de montes submarinos e arcos insulares. Essas são espacialmente associadas a calcários e <i>cherts</i> (sedimentos pelágicos e hemipelágicos) e sedimentos terrígenos relacionados à trincheira. Há ocorrência de blocos e lascas de xisto azul. As rochas do tipo Franciscano podem ter diversas assembleias litológicas, graus metamórficos e afinidades químicas, sem relação genética entre si por serem fragmentos tectônicos de rochas oceânicas arrancadas da placa subductante. Apresentam as rochas mais jovens na base do complexo, como resultado de contínua subducção e acreção de placas oceânicas em margens continentais ativas. Correspondem parcialmente ao tipo Cordilheirano de Moores (1982).	Complexo Franciscano (Califórnia, EUA), Japão (ofiolitos de Oeyama e Yakuno, complexos acrescionários de Shimanto e Mineoka-Setogawa), Cinturão Koryak (Rússia), Complexo Chugach (Alasca, EUA), Precordilheira Ocidental (Argentina), Cinturão Kanmantoo e cinturões Great Serpentine e New England (Austrália e Nova Zelândia).

Wakabayashi & Dilek (2003) alertaram para o fato de que, em maneira geral, os modelos encontrados na literatura se aplicam apenas aos ofiolitos de Troodos e de Semail, não se aplicando a outros encontrados pelo planeta, uma vez que cada complexo ofiolítico tem sua própria história evolutiva e são alojados no continente

por mecanismos particulares e distintos. Conforme os autores, os mecanismos de alojamento dos ofiolitos nos continentes variam de acordo com certas características da crosta oceânica como a idade, a espessura e suas condições térmicas, e também dependerá da natureza, do tamanho, da característica geotectônica, da interação e da geometria dos limites de placas envolvidas.

Kusky (2004) apresentou um trabalho voltado especialmente aos ofiolitos pré-cambrianos. Nessa compilação de conhecimentos sobre o tema foram apresentados estudos petrológicos em alguns ofiolitos arqueanos (e.g. China – Cinturão Orogênico Central, *Mélange* Ofiolítica Zunhua, Complexo Ofiolítico Dongwanzi; Rússia – *Greenstone Belt* Olondo, *Greenstone Belt* Carélia do Norte) e proterozoicos (Finlândia – Ofiolito de Jormua; EUA – Ofiolito Payson; Escudo Árabe-Nubiano; Ásia Central – Ofiolito Agardagh Tes-Chem), modelos de evolução da crosta oceânica ao longo do tempo geológico além das tentativas de encontrar análogos aos ofiolitos pré-cambrianos. Os trabalhos apresentados salientaram que no Arqueano já existiam sequências ofiolíticas, muitas vezes chamadas de *greenstone belts* na literatura por não apresentarem a sequência completa de Penrose. Entretanto, Kusky (2004) ressaltou que a ausência de uma sequência completa não impede de classificar algumas dessas exposições como ofiolitos, uma vez que

“... a definição original de Penrose [de Anônimos, 1972] inclui variedades desmembradas, parciais e também metamorfizadas, não havendo a necessidade de novas definições arbitrárias que tentam excluir porções dos *greenstone belts* arqueanos que contenham duas ou mais partes da sequência ofiolítica completa, especialmente em cenários estruturalmente complexos como os encontrados em *greenstone belts*.”

Uma revisão e atualização sobre os estudos de ofiolitos pré-cambrianos foi posteriormente publicada por Kusky *et al.* (2011).

Em uma das mais modernas revisões sobre complexos ofiolíticos, Dilek & Furnes (2011) definem ofiolitos como

“... fragmentos de rochas do manto superior e de crosta oceânica, tectonicamente desalojados de sua origem ígnea primária, como resultado da convergência de placas. Tais fragmentos podem incluir uma suíte contendo, da base para o topo, peridotitos e rochas crustais ultramáficas a félsicas, além de rochas vulcânicas (com ou sem complexo de diques laminados) que podem ser relacionados geocronológica e petrogeneticamente; algumas dessas unidades podem estar ausentes em ofiolitos incompletos. O alojamento do ofiolito é um processo que inicia com o desalojamento de litosfera oceânica do seu ambiente geodinâmico primário e termina com a incorporação em cinturões de montanhas durante orogêneses. Os ofiolitos são comumente alojados em ambientes de margens continentais passivas, arcos insulares ou complexos acrescionários. A arquitetura magmática e estrutural de um ofiolito pode refletir em uma complexa interação de sucessivos episódios de fusão e

processos de diferenciação magmática, taxa de expansão e geometria, falhamento intraoceânico, e deformação associada com extensão tectônica, proximidade a plumas e fossas, temperatura e fertilidade do manto e também disponibilidade de fluidos durante a evolução ígnea primária. Alguns ofiolitos são estratigraficamente sobrepostos por rochas sedimentares pelágicas (*cherts* e calcários) e / ou ricas em Fe e Mn e sotopostas por rochas de fácies anfibolito a xisto verde relacionadas ao seu desalojamento e alojamento tectônico”.

Nesse mesmo trabalho os autores apresentaram uma classificação baseada nos variados ambientes tectônicos onde complexos ofiolíticos podem ser gerados, além de suas diferentes rochas e respectivas assinaturas geoquímicas. As informações estão sintetizadas na tabela 6 e ilustradas nas figuras 10 e 11.

O volume 9 (número 2) do periódico *Elements* publicado em 2013 reuniu artigos referentes a serpentinitos. Guillot & Hattori (2013) ressaltaram a importância dos estudos dos ofiolitos da primeira metade do século XX para o desenvolvimento e evolução dos conhecimentos acerca dos serpentinitos, tanto em cinturões de montanhas como no assoalho oceânico, além de seu papel na geodinâmica global e na reologia da litosfera como um poderoso lubrificante de limites de interação de placas. Butt & Cluzel (2013) apontaram que a maioria dos depósitos de garnierita no planeta está desenvolvida em serpentinitos e peridotitos serpentinizados de complexos ofiolíticos.

Em 2014, o volume 10 (número 2) do periódico *Elements* apresentou seis artigos dedicados ao tema ofiolítico. Dilek & Furnes (2014) fizeram uma revisão geral sobre ofiolitos, apresentando também as ideias expostas em Dilek & Furnes (2011) (acima citado) sobre os ambientes tectônicos de geração das porções ígneas. Pearce (2014) discutiu sobre a utilização da assinatura geoquímica das lavas ofiolíticas como ferramenta para desvendar o ambiente tectônico de formação das mesmas. Goodenough *et al.* (2014) apresentaram um estudo de caso sobre a geologia do ofiolito de Semail no Omã, discutindo suas características petrológicas e ambiente tectônico de geração de suas porções ígneas.

Ainda no mesmo periódico, Ishizuka *et al.* (2014) demonstraram as semelhanças entre a estratigrafia vulcânica da maioria dos ofiolitos de SSZ e os produtos do magmatismo na crosta de antearco Izu-Bonin-Mariana (tratada como um análogo moderno de ofiolito) no Oceano Pacífico. Staudigel *et al.* (2014) apresentaram um estudo sobre traços-fósseis de atividades microbianas registrados no vidro vulcânico de lavas almofadadas e hialoclastitos. Por fim, Yang *et al.* (2014) trataram sobre as ocorrências de diamantes encontrados nos peridotitos e cromititos

de alguns complexos ofiolíticos, concluindo que pode ser comum a presença de diamantes no manto superior oceânico.

Tabela 6. Classificação de ofiolitos conforme Dilek & Furnes (2011). Legenda: (1) = ambientes não relacionados à subducção; (2) = ambientes relacionados à subducção.

Ambientes tectônicos	Gênese e características	Geoquímica
Margem continental (1)	Formados durante estágios iniciais da evolução da bacia, seguindo a fragmentação continental inicial. São fragmentos de transição oceano-continente, pobres em magma. Consistem de manto litosférico lherzolítico subcontinental exumado, diretamente sobreposto por lavas basálticas e intrudidas por pequenos plútons gabroicos e raros diques máficos.	N-MORB (rochas crustais). Produtos de baixo grau de fusões de manto litosférico subcontinental pouco depletado e astenosfera ressurgente.
Dorsal meso-oceânica (1)	Formados em dorsais próximas e afastadas de plumas, dorsais próximas a fossas, ou dorsais de antearco. Geralmente apresentam arquitetura estrutural do tipo Penrose, particularmente nos centros das dorsais.	N-MORB, E-MORB e /ou C-MORB. N-MORB e E-MORB mostram composições mais depletadas e mais enriquecidas, respectivamente, que magmas derivados do manto primitivo. C-MORB são crustalmente contaminados.
Pluma (1)	Formados próximos a dorsais vizinhas a plumas e como parte de platôs oceânicos. Possuem delgadas sequências plutônicas e vulcânicas. Formados nas placas superiores em extensão, em zonas de subducção. Podem evoluir para retroarcos embrionários a antearcos, e a bacias de retroarco oceânicas e continentais.	D-MORB a E-MORB (padrões de elementos traço).
SSZ (2)	Geralmente apresentam arquitetura estrutural do tipo Penrose. Ofiolito de antearco resulta da geração de crosta oceânica durante o fechamento de bacias oceânicas e marcam o início de eventos de subducção principais. Idade entre as subunidades é menor que 10 Ma.	Sequência geoquímica de atividade ígnea MORB-IAT-boninitica. Alto grau de fusão de manto harzburgítico depletado.
Arco vulcânico (2)	Formados em ambientes de arco ensimático. Apresentam arquitetura crustal poligenética com embasamento oceânico antigo deformado, crosta inferior máfica composta de plútons gabroicos e intrusões hipoabissais, crosta intermediária diorítico-tonalítica moderada a bem desenvolvida, crosta superior formada por diques e extrusivas andesíticas a riolíticas, e cobertura vulcanoclástica (localmente subaérea). Idades entre as subunidades de 20 a 30 Ma.	Assinaturas toleíticas a cálcio-alcalinas nas unidades crustais.
Acrecionário (2)	Ocorrem em complexos de acreção-subducção de margens ativas, contendo fragmentos de qualquer um dos tipos de ofiolitos mencionados acima. São localmente associados a rochas sedimentares pelágicas e hemipelágicas e sedimentos de fossa que podem ser depositados antes ou após a incorporação no prisma de acreção. Podem ter diversas assembleias litológicas, graus metamórficos e estilos de deformação.	Não possuem assinaturas geoquímicas particulares. Afinidades geoquímicas sem ligações genéticas, pois consistem de lascas tectônicas de rochas oceânicas arrancadas das placas descendentes.

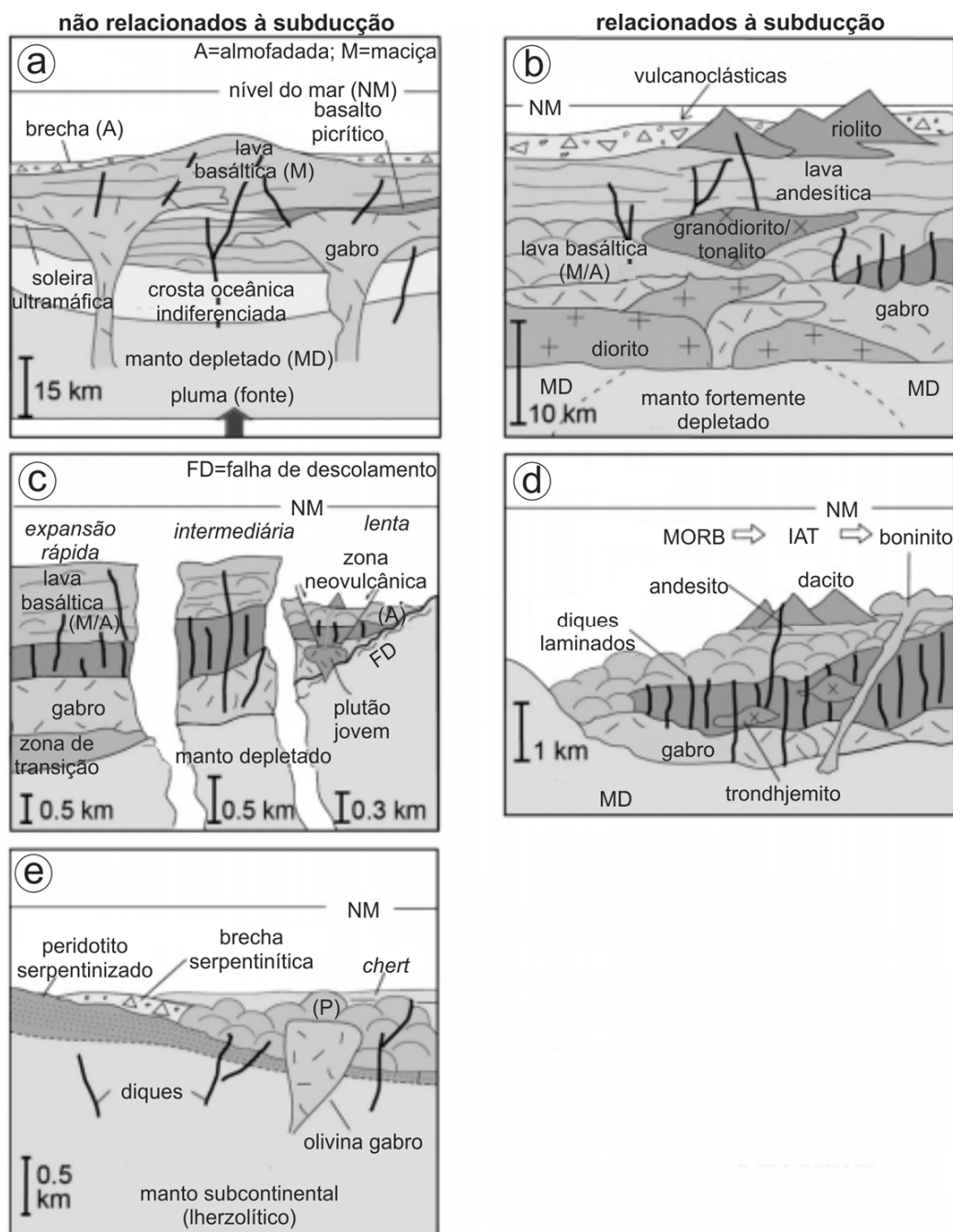


Figura 10. Compilação de exemplos de arquitetura litológico-estrutural ofiolítica, de acordo com a classificação de Dilek & Furnes (2011) (ver tabela 6 e figura 11): (a) ofiolitos do tipo Pluma; (b) ofiolitos do tipo Arco Vulcânico; (c) ofiolitos do tipo Dorsal Meso-oceânica; (d) ofiolitos do tipo SSZ; (e) ofiolitos do tipo Margem Continental (modificado de Furnes *et al.*, 2015).

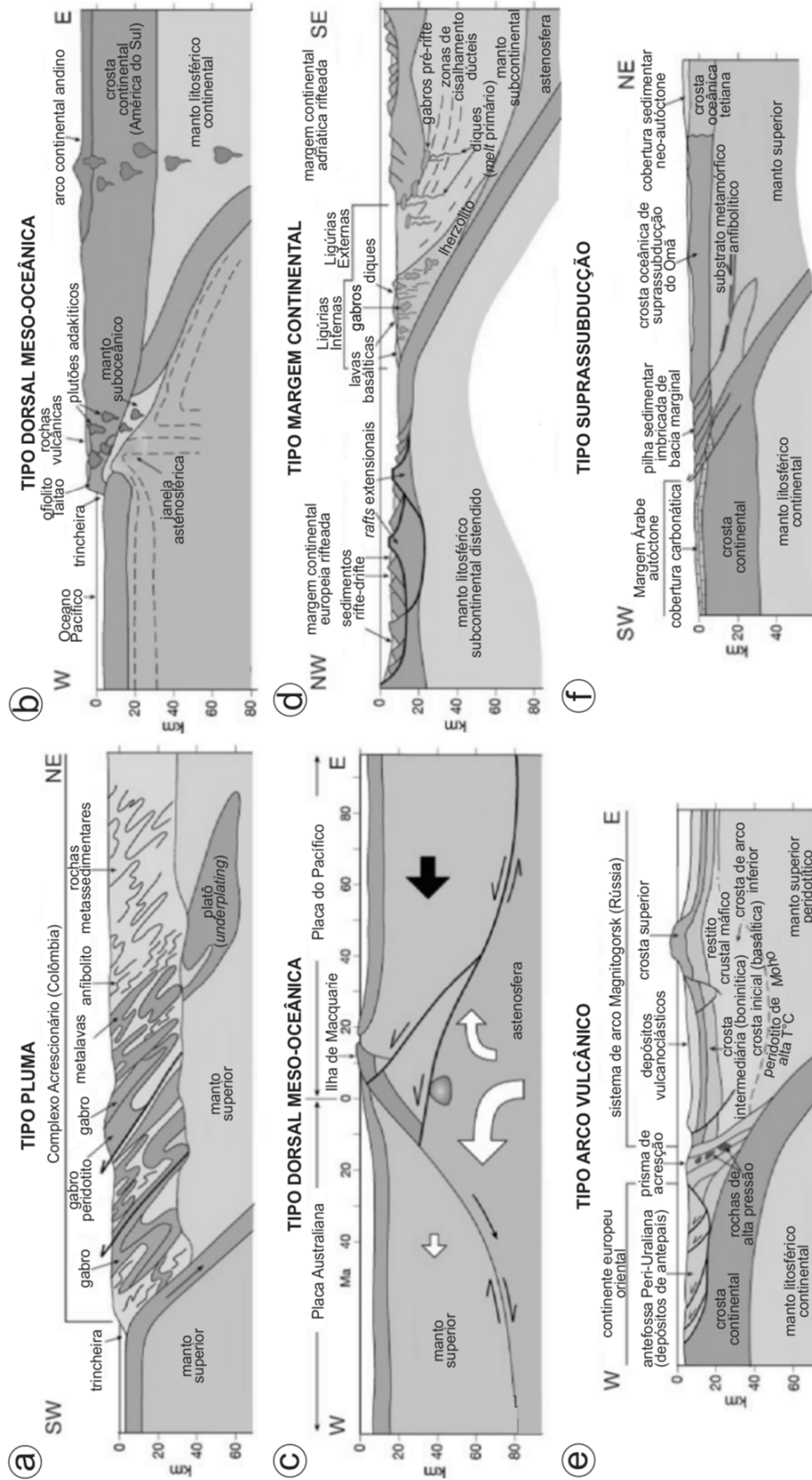


Figura 11. Exemplos de alojamento de alguns ofiolitos, classificados conforme Dilek & Furnes (2011) (ver tabela 6 e figura 10) – (a) fragmentos do Platô Oceânico do Caribe (gerado por plumas) alojados no Complexo Acrescionário na Colômbia Ocidental; (b) ofiolito Tai Tao (sul do Chile), representa a subducção de uma dorsal meso-oceânica e sua interação com a trincheira; (c) Ilha de Macquarie (Austrália), fragmento de dorsal meso-oceânica exposta acima do nível do mar por empurrões tectônicos (ainda não está alojada no continente); (d) Ofiolitos ligurianos – crosta oceânica formada durante e após o rifteamento entre Ádria/África e Europa (abertura do paleo-oceano Ligure-Piemontês), posteriormente imbricada em depósitos de trincheira e alojada ao longo de falhas de empurrão resultantes de encurtamento regional; (e) Arcos insulares de Magnitogorsk (Montes Urais, Rússia) – consistem em um complexo vulcânico alojado no continente Europeu Oriental como resultado de subducção parcial de rochas de margem continental sob o antearco; (f) Ofiolito de Omã – fragmento de litosfera oceânica tetiana que forma a porção superior de uma *nappe*, em um pacote imbricado de rochas oceânicas. O antearco da litosfera oceânica tetiana foi desalojado do seu ambiente original e realocado na margem continental Árabe durante a colisão trincheira-continente (modificado de Dilek & Furnes, 2014).

Furnes *et al.* (2014 e 2015) realizaram estudos geoquímicos (nos componentes basálticos) em uma centena de *greenstone belts* localizados em terrenos arqueanos ao redor do globo, em busca de características ofiolíticas nos mesmos, baseados na nova classificação de Dilek & Furnes (2011) (ver tabela 6). Os autores demonstraram que 85 % dos *greenstone belts* apresentam características de ofiolitos de SSZ, sendo gerados principalmente em ambientes de antearco e retroarco. Outros *greenstone belts* têm afinidade com ofiolitos de ambientes de pluma e de margem continental. Esses estudos concluíram que tal diversidade de características químicas e geotectônicas nos *greenstone belts* pré-cambrianos sugere a presença, já na transição Hadeano/Arqueano, de interações manto-litosfera e um mecanismo de tectônica de placas.

Esses trabalhos ressaltaram que os estudiosos de *greenstone belts* não classificam esses cinturões como ofiolitos, devido à ausência da pseudoestratigrafia proposta em Penrose (Anônimos, 1972) (como visto ao longo do presente capítulo, um paradigma já quebrado por pesquisas modernas). Por outro lado, os estudiosos de ofiolitos acreditam que os *greenstone belts*, diferentemente dos ofiolitos recentes, são dominados por komatiitos. Dentro dessa nova perspectiva, o *greenstone belt* de Barberton (África do Sul) seria um exemplo de ofiolito arqueano composto por komatiitos, e o *greenstone belt* de Isua (na Groenlândia) representaria o ofiolito mais antigo do mundo, com 3800 Ma (Furnes *et al.*, 2014 e 2015).

2.3 Ofiolitos no Brasil: alguns exemplos

Como observado até o momento no presente capítulo, os principais estudos sobre o tema “ofiolito” foram desenvolvidos em complexos localizados principalmente na Europa e América do Norte, além dos clássicos ofiolitos de Troodos (Chipre) e Semail (Omã) (figura 9). Na presente seção é dado um breve panorama sobre ofiolitos situados no Brasil, com o objetivo de ilustrar a presença de complexos ofiolíticos em cinturões orogênicos pré-cambrianos. Em seguida, são apresentados os principais ofiolitos encontrados no Cinturão Dom Feliciano, onde se localiza a área de estudo dessa tese.

Os ofiolitos encontrados no Brasil são, em sua maioria, associações máfico-ultramáficas intercaladas tectonicamente em sucessões metavulcanossedimentares e metassedimentares, metamorizadas em graus variados (xisto verde a anfibolito, com raros exemplos de grau metamórfico mais alto). Apresentam idades predominantemente neoproterozoicas (com raras ocorrências de idades mais antigas – e.g. retroeclogitos do Terreno Alto Moxotó, na Província Borborema, com idade paleoproterozoica relacionada ao ciclo orogênico Cariris-Velhos que comandou o fechamento do oceano Ectasiano-Esteniano; ofiolitos do sistema Aguapeí-Sunsás, sul do Cráton Amazônico, com idade mesoproterozoica, possivelmente relacionados à colagem orogênica grenvilliana e amalgamação do supercontinente Rodínia) relacionadas ao encerramento de paleo-oceanos durante o ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano e amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (figura 12) (Bizzi *et al.*, 2003; Suita *et al.*, 2004).

De maneira geral esses complexos são desmembrados, constituídos por corpos alongados de dimensões reduzidas (máximo de 5 km de extensão por 100 a 1000 m de espessura). Os ofiolitos mais expressivos estão distribuídos pelos cinturões móveis brasileiros localizados nas províncias Tocantins (cinturões Paraguai-Araguaia e Brasília), Borborema e Mantiqueira (cinturões Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano) (ver figura 13), sendo alguns exemplos abordados a seguir.

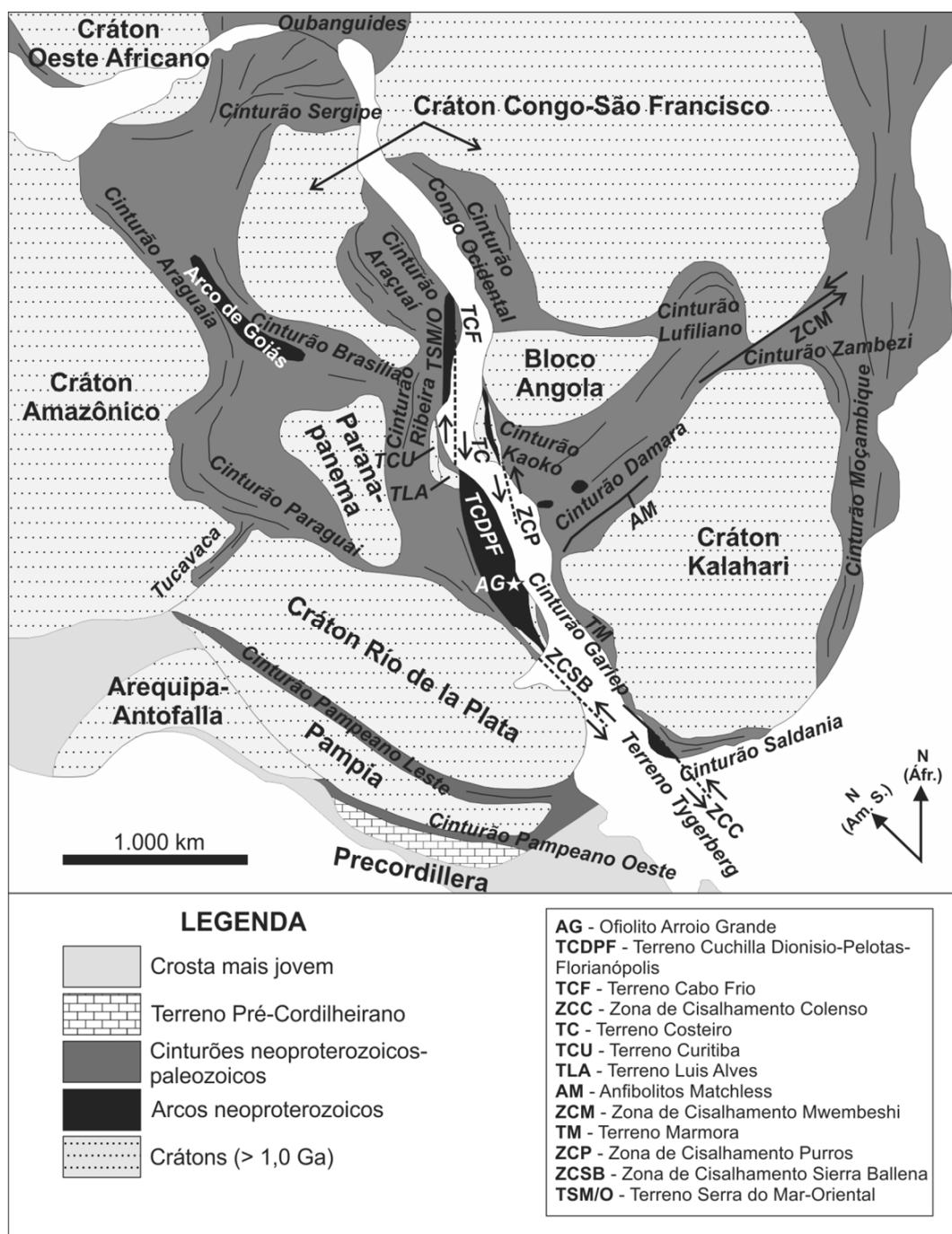


Figura 12. Reconstrução do Gondwana Ocidental com as principais áreas cratônicas e cinturões orogênicos associados (modificado de Gaucher *et al.*, 2009).

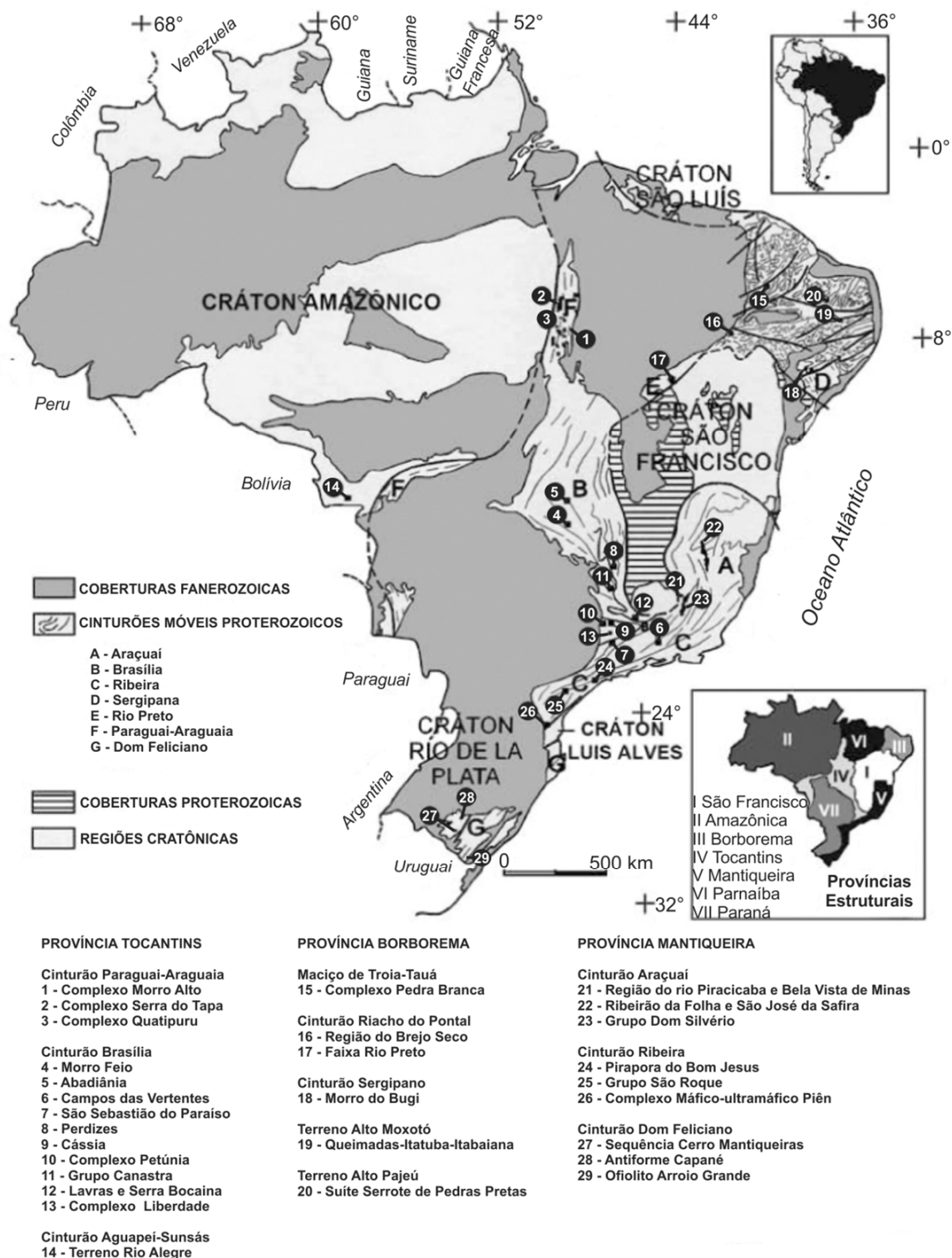


Figura 13. Mapa geológico-estrutural do Brasil, com suas principais unidades e localizações das associações ofiolíticas nos cinturões neoproterozoicos e mais antigos (modificado de Suito *et al.*, 2004).

No Cinturão Paraguai-Araguaia (Província Tocantins), relacionado à convergência entre os crátons Amazônico e Congo-São Francisco (Valeriano *et al.*, 2004) (figura 12 e 13) os principais complexos ofiolíticos encontrados são os de Quatipuru (localizado no município de Conceição do Araguaia, estado do Pará) e o de Morro do Agostinho (no município de Araguacema, estado do Tocantins), que provavelmente representam o mesmo corpo, agora segmentado (Suíta *et al.*, 2004). O ofiolito de Quatipuru é o maior do Brasil, constituindo um corpo alongado N-S com aproximadamente 40 km de comprimento e 1-2 km de espessura. Ambos os complexos são corpos alóctones, encaixados em pacotes metassedimentares do Grupo Tocantins (metarenitos, metassiltitos, ardósias, metagrauvacas, metaturbiditos, metacalcários) e constituídos por uma associação de peridotitos mantélicos serpentinizados e lavas almofadadas de composição basáltica, abrigando uma suíte de diques e soleiras de composição piroxenítica e gabroica, além de bolsões de cromitito com envelopes duníticos (Paixão, 2009).

As relações litoestruturais entre as unidades apontam para uma associação da zona de transição de Mohorovičić. A partir de dados geoquímicos foi sugerido um ambiente de SSZ para a geração dos peridotitos e cromititos. Os diques apresentam uma idade isocrônica Sm-Nd de 757 ± 49 Ma que, segundo Paixão (2009), marca o estágio de oceanização do Cinturão Araguaia. O paleoambiente tectônico inferido para a associação de peridotitos mantélicos e lavas almofadadas é uma zona de expansão de assoalho oceânico próxima a uma zona de falha transformante. Os ofiolitos de Quatipuru e Morro do Agostinho marcam uma zona de sutura relacionada à amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental como resultado da colisão entre os crátons Amazônico e Oeste Africano e/ou o cráton Congo-São Francisco (figura 12) (Paixão *et al.*, 2008).

No Cinturão Brasília, também na Província Tocantins, os principais ofiolitos estão localizados no estado de Goiás. O complexo de Morro Feio (ao sul de Goiânia) e os corpos (meta) máfico-ultramáficos de Cromínia, Mairipotaba e Abadiânia (nos municípios que levam esses nomes) estão alojados tectonicamente nas rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Araxá, formando uma *mélange* ofiolítica que marca a sutura entre os crátons Amazônico e São Francisco (figuras 12 e 13) (Suíta *et al.*, 2004; Angeli *et al.*, 2010).

O ofiolito de Morro Feio é um corpo ultramáfico com aproximadamente 3 km de comprimento por 1,5 km de espessura, constituído por serpentina xistos e

cromititos podiformes. Em Cromínia e Mairipotaba ocorrem corpos metaultramáficos descontínuos que, juntos, formam uma faixa de 20 km de comprimento por 2 km de espessura. Esses metaultramafitos (cujos protólitos são peridotitos do tipo alpino, baseado em dados geoquímicos de rocha total) são constituídos por serpentinitos, talco xistos e clorita xistos (com tremolita-actinolita xistos associados a alguns desses corpos) e, localmente, cromititos, ocorrendo zoneamentos composicionais descontínuos com espessuras deci- a decamétricas nas porções mais espessas dessa faixa (Angeli *et al.*, 2010). Os corpos ofiolíticos em Abadiânia são constituídos por serpentinitos e xistos magnesianos metassomáticos, estando tanto a serpentinização dos protólitos (harzburgitos mantélicos) quanto o posterior metassomatismo, relacionados a um evento regional de milonitização (Strieder & Nilson, 1992). A assinatura geoquímica dos ofiolitos de Morro Feio e Abadiânia apresentam características de harzburgitos residuais do manto (metaultramafitos) e gabros/basaltos toleíticos (metamafitos). As cromitas que constituem os cromititos possuem assinaturas geoquímicas compatíveis com ambiente de arco insular (Suíta *et al.*, 2004).

Na Província Borborema (relacionada à convergência entre os crátons São Luis, Oeste Africano e Congo-São Francisco; Arthaud *et al.*, 2008) (figuras 12 e 13), a unidade Troia no Bloco Troia-Pedra Branca (localizado nas proximidades dos municípios de Mombaça e Pedra Branca, estado do Ceará), é a ocorrência ofiolítica mais significativa e um exemplo de ofiolito de idade arqueana (embora seja também considerado um *greenstone belt* – *e.g.* Caby & Hartaud, 1986) – ver discussão sobre ofiolitos x *greenstone belts* na seção 2.2. Essa unidade é constituída por rochas metamáficas (anfíbolitos, metabasaltos, metagabros, metadacitos), (meta) ultramáficas (serpentinitos, clorita-talco xistos, clorititos, tremolititos, piroxenitos, cromititos) e metarriolitos, intercalados com rochas metassedimentares (metacalcários, xistos grafitosos, quartzitos, calcissilicáticas, *metacherts*) e formações ferríferas bandadas (Vasconcelos & Gomes, 1998; Bizzi *et al.*, 2003). As unidades metamáfica-ultramáficas apresentam afinidade química toleítica de baixo potássio a cálcio-alcalina, com oscilações para termos komatiíticos e shoshoníticos (Vasconcelos & Gomes, 1998). A unidade Troia representa um terreno juvenil posteriormente acrescido ao Bloco Troia-Pedra Branca, um bloco arqueano exótico (microcontinente) envolvido nas colagens orogênicas paleoproterozoicas do Domínio

Ceará Central da Província Borborema (Fetter, 1999; Fetter *et al.*, 2000; Bizzi *et al.*, 2003).

No Cinturão Araçuaí, Província Mantiqueira (relacionada à convergência entre os crátons Angola-Congo-São Francisco, Kalahari e Río de la Plata; Heilbron *et al.*, 2004) (figura 14), destaca-se o ofiolito de Ribeirão da Folha (figura 13) (município de Minas Novas, estado de Minas Gerais), que consiste em uma associação metamáfica-ultramáfica desmembrada e alojada tectonicamente em pacotes da formação Ribeirão da Folha (micaxistos peraluminosos com intercalações de cianita-grafita xistos, corpos de sulfeto maciço associados, *metacherts*, diopsiditos, ortoanfibolitos) (Suíta *et al.*, 2004; Queiroga *et al.*, 2007). Os ortoanfibolitos representam porções diversas da crosta oceânica. A porção mantélica é representada por lascas tectônicas de rochas metaultramáficas (tremolita xistos, tremolititos, tremolita-carbonato-clorita xistos, antofilita-dolomita-talco xistos, clorita xistos) com cromitas disseminadas. Localmente são encontrados restos de peridotito alterado (Suíta *et al.*, 2004). A idade de formação da bacia oceânica foi estimada em cerca de 660 Ma a partir da datação (U-Pb em zircão) de plagiogranito encaixado por unidades metamáficas do ofiolito (Queiroga *et al.*, 2007). Os ofiolitos do Cinturão Araçuaí representam o encerramento de um oceano restrito entre os crátons de São Francisco e do Congo (figura 12) (Suíta *et al.*, 2004).

No Cinturão Ribeira tem destaque o ofiolito de Pirapora do Bom Jesus (figura 13) (município de Pirapora, estado de São Paulo), constituindo uma unidade alóctone na sequência metavulcanossedimentar São Roque. Segundo Tassinari *et al.* (2001), esse complexo ofiolítico é constituído por uma seção mantélica composta por dunitos cumuláticos com camadas de cromititos e magnetititos, uma seção crustal inferior constituída por metagabros, cumulados máficos e gabros pegmatoides, e uma seção crustal superior, composta por rochas metamáficas de granulação fina e remanescentes de enxames de diques máficos, lavas almofadadas e *cherts*. Conforme esses autores, as rochas metabasálticas apresentam característica geoquímica transicional entre MORB e IAB similares a rochas basálticas de retroarco maduro. A partir de dados geocronológicos foi sugerido que o alojamento do ofiolito ocorreu por volta de 620 Ma, pouco depois da geração do assoalho oceânico (628 ± 9 Ma, U-Pb em monazita de metabasalto), em virtude do fechamento da bacia de retroarco geradora das rochas ofiolíticas, induzido

possivelmente pelo fechamento de um paleo-oceano de dimensões maiores (possivelmente o paleo-oceano Adamastor) (Tassinari *et al.*, 2001).

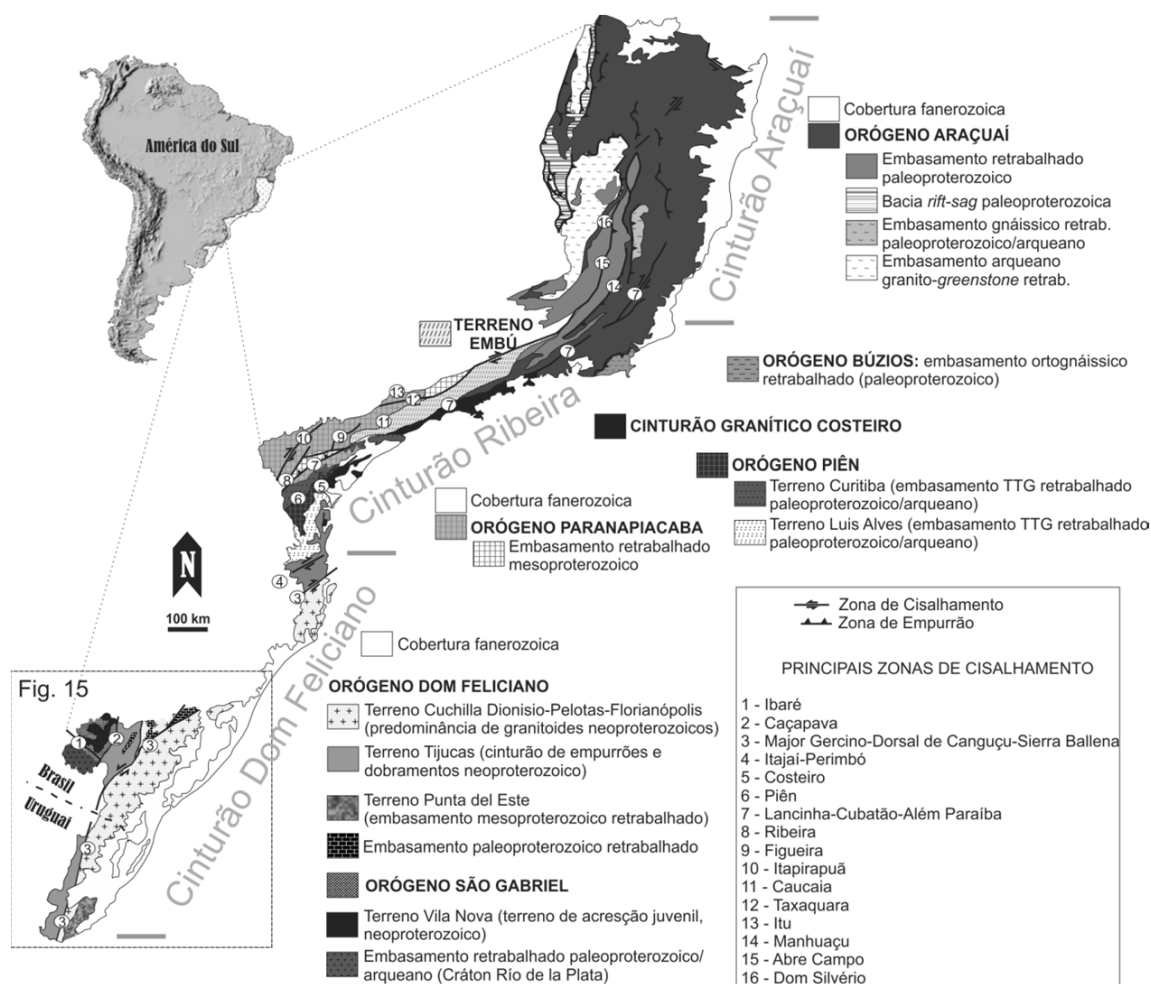


Figura 14. Mapa simplificado dos terrenos e orógenos da Província Mantiqueira (modificado de Silva *et al.*, 2005a).

O Complexo Máfico-Ultramáfico Piên (figura 13) (município de Piên, estado do Paraná), também localizado no Cinturão Ribeira, é considerado por alguns autores como um remanescente ofiolítico proterozoico (e.g. Bizzi *et al.*, 2003; Arioli & Salazar Jr., 2014). Esse complexo é constituído por lentes centimétricas a métricas e raros corpos quilométricos, distribuindo-se nas proximidades do contato entre gnaisses granulíticos do Terreno (ou microplaca) Luís Alves e gnaisses e migmatitos do Terreno (ou microplaca) Curitiba (figuras 12 e 14). Essas lentes compreendem rochas metaultramáficas (peridotitos serpentinizados, serpentinitos, talco xistos, xistos magnesianos), metamáficas (anfíbolitos, metagabros) e metassedimentares (quartzitos, mármore). A geoquímica dos corpos máficos e ultramáficos indica uma origem a partir de um manto enriquecido. Processos de recristalização metamórfica

de alto grau ocorreram possivelmente durante o ciclo orogênico Transamazônico (Arioli & Salazar Jr., 2014). Esse ofiolito marca uma possível sutura entre os terrenos Luís Alves e Curitiba e pode representar um segmento do paleo-oceano Adamastor (Bizzi *et al.*, 2003; Arioli & Salazar Jr., 2014).

Por fim, foram reconhecidos ofiolitos em toda extensão do Cinturão Dom Feliciano, setor meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981) (figura 14). Nesse cinturão, descrito a seguir, está localizado o Ofiolito Arroio Grande, foco da presente tese.

2.4 Ofiolitos no Cinturão Dom Feliciano

O cinturão orogênico neoproterozoico Dom Feliciano, o qual se estende por cerca de 1200 km desde Punta del Este (Uruguai) até a costa do estado de Santa Catarina no Brasil (figura 14), representa a porção centro-oriental dos escudos Uruguaio, Sul-rio-grandense e Catarinense. Esse cinturão orogênico se desenvolveu durante a amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental ao longo do ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano, como resultado do encerramento de diversas paleobacias oceânicas (*e.g.* Charrua-São Gabriel, Brasilides, Adamastor, Damara, Khomas, Marmora) e consequente colisão entre os crátons Río de la Plata, Angola-Congo-São Francisco e Kalahari, além de outros blocos, microplacas e terrenos exóticos menores (figura 12) (diferentes interpretações tectônicas, paleorreconstruções e modelos podem ser vistos em, *e.g.*, Porada, 1989; Fernandes *et al.*, 1995a e 1995b; Hartmann *et al.*, 2007; Gray *et al.*, 2008; Gaucher *et al.*, 2009; Hasui, 2010; Saalman *et al.*, 2011; Oyhançabal *et al.*, 2011; Frimmel *et al.*, 2011 e 2013; Chemale Jr. *et al.*, 2012; Lenz *et al.*, 2013; Brito-Neves *et al.*, 2014; Konopásek *et al.*, 2016; Santos *et al.*, 2017).

No lado africano, o correspondente do Cinturão Dom Feliciano é o Orógeno Damara, constituído pelos cinturões Gariep (oeste da Namíbia e noroeste da África do Sul), Damara e Kaoko (ambos no oeste e noroeste da Namíbia) (Gray *et al.*, 2008; Frimmel, 2009) (figura 12). O conjunto dos orógenos da Província Mantiqueira e do Orógeno Damara constituíam, portanto, a porção meridional do Cinturão de Montanhas Brasileiro-Panafricanas no paleocontinente Gondwana Ocidental, cujos eventos colisionais finais ocorreram em torno de 580-550 Ma (Goscombe *et al.*, 2005; Miller *et al.*, 2009).

Nos escudos Uruguaio e Sul-rio-grandense o Cinturão Dom Feliciano é limitado a oeste pelos terrenos Nico Pérez, Piedra Alta e Rivera no Uruguai, e Taquarembó no Brasil, relacionados à borda leste do Cráton Río de la Plata (Bossi & Gaucher, 2004; Oyhantçabal *et al.*, 2011; Chemale Jr. *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2017) (figura 15). No Escudo Catarinense se limita a oeste com unidades paleozoicas e mesozoicas da Bacia do Paraná e a norte com o Terreno Luis Alves (gnaisses granulíticos arqueanos a paleoproterozoicos – Siga Jr. *et al.*, 1993; Sato *et al.*, 2003; Basei *et al.*, 2009; Chemale Jr. *et al.*, 2012 – e granitoides alcalinos/peralcalinos pós-orogênicos) (figura 14), recentemente considerado também uma porção do Cráton Río de la Plata (Santos *et al.*, 2017). A leste, limita-se com a Planície Costeira e com o Oceano Atlântico, desde o Uruguai até Santa Catarina. Entre os escudos Sul-rio-grandense e Catarinense o Cinturão Dom Feliciano é encoberto pela Bacia do Paraná (figura 14).

O Cinturão Dom Feliciano é comumente subdividido em três domínios geofísicos principais (Fernandes *et al.*, 1995a; Costa, 1997; Lenz *et al.*, 2013; Hartmann *et al.*, 2016): domínios Ocidental (equivalente ao Terreno São Gabriel – Hartmann *et al.*, 2007; Chemale Jr. *et al.*, 2012; aflorante apenas no Escudo Sul-rio-grandense), Central (equivalente ao Terreno Tijucas e bacias Arroyo del Soldado e Camaquã – Chemale Jr. *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2007) e Oriental (equivalente ao Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas-Florianópolis e ao Terreno Punta del Este – Preciozi *et al.*, 1999; Bossi & Gaucher, 2004; Basei *et al.*, 2005; Wildner *et al.*, 2005 e 2014) (figuras 14 e 15). Esses terrenos, com distintas evoluções crustais, refletem a complexa história geológica desse cinturão durante o Neoproterozoico, que pode ser dividida em três estágios orogênicos principais (Babinski *et al.*, 1997; Silva *et al.*, 2005a; Brito-Neves *et al.*, 2014):

- Brasileiro I (clímax em torno de 730-700 Ma, relacionado à Orogenia São Gabriel e ao encerramento do paleo-oceano Charrua-São Gabriel; Saalman *et al.*, 2011);

- Brasileiro II (clímax em torno de 640-620 Ma, relacionado à Orogenia Dom Feliciano nos domínios Central e Oriental, representado por intenso magmatismo continental e retrabalhamento crustal);

- Brasileiro III (em torno de 595-560 Ma, com geração de magmatismo granítico pré- a sintectônico, relacionado aos eventos colisionais finais do ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano).

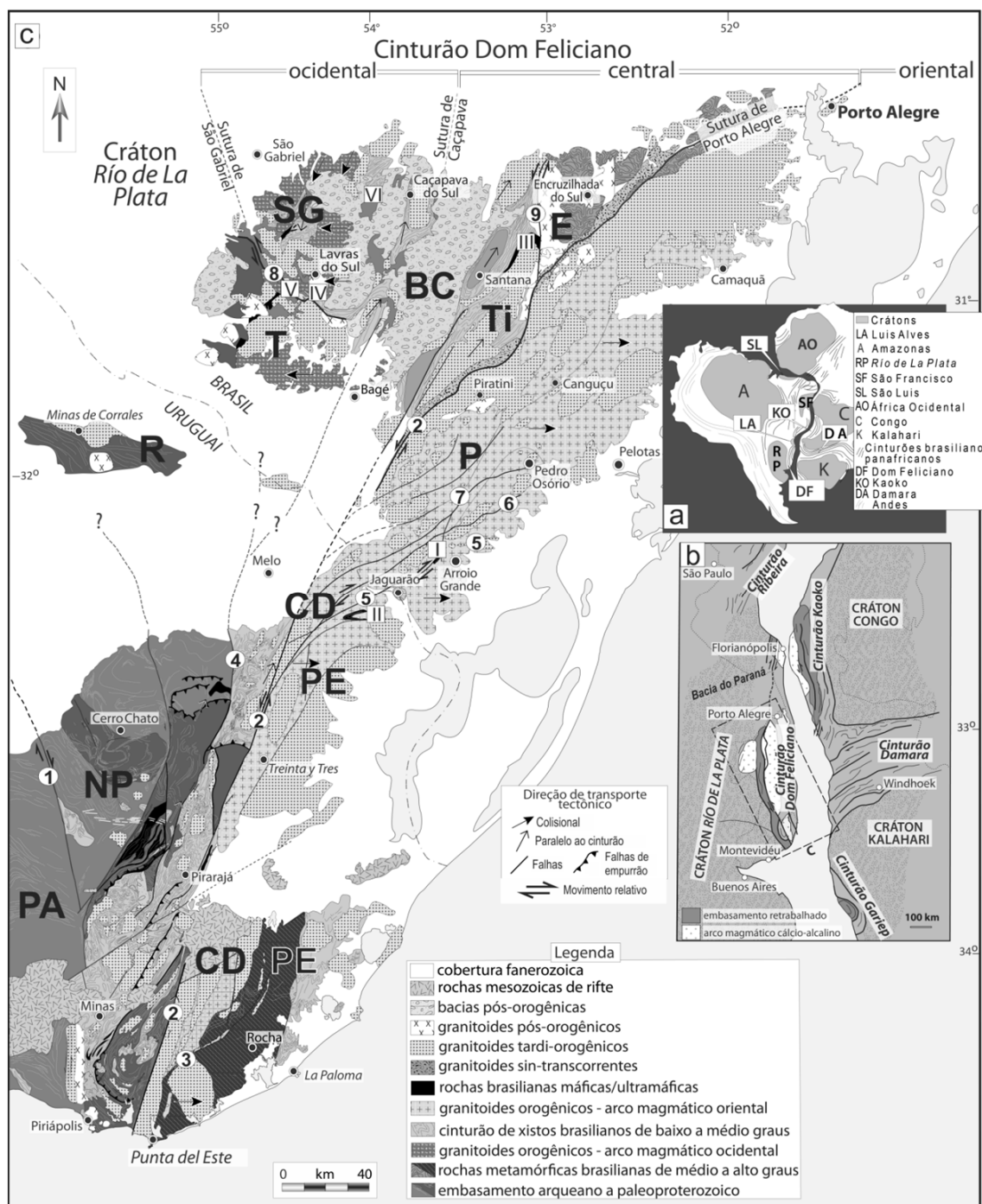


Figura 15. Mapa geológico do Escudo Uruguaio-sul-rio-grandense (modificado de Lenz *et al.*, 2013) – (a) configuração do Gondwana Ocidental; (b) cinturões orogênicos da Província Mantiqueira e do Orógeno Damara; (c) Cinturão Dom Feliciano e Cráton Rio de La Plata no Escudo Uruguaio-sul-rio-grandense. Abreviações: BC = Bacia do Camaquã. Terrenos: CD = Cuchilla Dionisio; E = Encruzilhada; SG = São Gabriel; NP = Nico Pérez; P = Pelotas; PA = Piedra Alta; PE = Punta del Este; R = Rivera; T = Taquarém; Ti = Tijucas. Zonas de cisalhamento: 1 = Sarandí del Yí; 2 = Sierra Ballena-Dorsal de Canguçu; 3 = Alférez-Cordillera; 4 = Fraile Muerto-María Albina; 5 = Otazo-Cerro Amaro-Aroio Grande; 6 = Ayrosa Galvão; 7 = Herval; 8 = Ibaré; 9 = Passo dos Marinheiros. Principais ofiolitos do Cinturão Dom Feliciano: I = Arroio Grande; II = Cerro La Tuna; III = Antiforme Capané; IV = Cerro Mantiqueiras; V = Ibaré; VI = Arroio Lajeado.

2.4.1 Domínio Ocidental (Terreno São Gabriel)

No Terreno São Gabriel, ofiolitos relacionados ao evento Brasileiro I são encontrados no Prisma Acrescionário de Palma, constituído por fragmentos de rochas relacionadas a arco magmático juvenil, granitoides cálcio-alcálicos, gnaisses, além de sequências metavulcanossedimentares e ofiolíticas (Brito-Neves *et al.*, 2014; Philipp *et al.*, 2016; Arena *et al.*, 2016). As principais associações ofiolíticas são representadas pelos ofiolitos de Ibaré, Sequência Arroio Lajeado (Complexo Bossoroca) e Cerro Mantiqueiras (figura 15), constituídos em geral por metaultramafitos e metamafitos associados a unidades meta(vulcano)ssedimentares (Leite *et al.*, 1998; Hartmann & Chemale Jr., 2003; Philipp *et al.*, 2016). Essas unidades metamáfica-ultramáficas representam arcos insulares relacionados ao paleo-oceano Charrua-São Gabriel, acrescidos à margem ocidental da microplaca Encantadas (embasamento sílico constituído por gnaisses e anfibolitos paleoproterozoicos) durante a convergência entre essa última e o Cráton Rio de la Plata (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.*, 2011).

O ofiolito de Ibaré (figura 15) compreende uma sequência metavulcanossedimentar (quartzitos, metarritmitos, metassiltitos, metarcóseos, metagrauvacas, metandesitos, vulcanoclastitos) associada a metaultramafitos com assinatura isotópica (U-Pb-Hf) que sugere derivação de manto juvenil depletado (Arena *et al.*, 2016; Dias & Hartmann, 2016). A partir da datação U-Pb de um albitito, Arena *et al.* (2016) estabeleceram uma idade mínima em torno de 890 Ma para a geração dos protólitos dos metaultramafitos, uma vez que esse albitito é circundado por serpentinitos. Segundo Dias & Hartmann (2016) as unidades metaígneas apresentam assinatura geoquímica de arco insular, gerado em ambiente de SSZ.

A Sequência Arroio Lajeado (Koppe, 1990) (figura 15) do Complexo Bossoroca compreende metaultramafitos (serpentinitos, xistos magnesianos) e metamafitos (anfibolitos, metagabros, metabasaltos) associados a *metacherts*, formações ferríferas bandadas, metargilitos e metavulcanoclastitos. Essa associação teve a sua evolução relacionada à Sequência Campestre do mesmo complexo, esse último compreendendo rochas metavulcanossedimentares. Metadacitos da Sequência Campestre apresentam idade de cristalização (U-Pb) em torno de 756 Ma (Remus, 1998). Essa idade representa a idade mínima de cristalização também para as unidades ofiolíticas da Sequência Arroio Lajeado, uma vez que ambas as

sequências mencionadas experimentaram, em conjunto, os mesmos eventos deformacionais regionais, os quais atingiram condições metamórficas de fácies xisto verde a anfibolito (Remus *et al.*, 1999; Soares, 2001).

A Sequência Cerro Mantiqueiras (figura 15) representa a maior exposição de rochas ultramáficas no Escudo Sul-rio-grandense, constituindo um cinturão com 9 km de comprimento e aproximadamente 1 km de largura, atingindo uma profundidade de 11 km mergulhando para 70°S (Hartmann & Chemale Jr., 2003). Essa associação metamáfica-ultramáfica está englobada majoritariamente por rochas do Complexo Cambaí (tonalitos, trondhjemitos, dioritos, granodioritos) e é constituída por uma unidade ultramáfica (harzburgitos com variado grau de serpentinização), unidade vulcânica máfica (anfibolitos) e xistos miloníticos à base de talco, tremolita e clorita (produtos de processos metamórficos, metassomáticos e deformacionais da unidade ultramáfica), além de albititos metassomáticos, *metacherts* e bolsões de cromitito (Leite, 1997; Hartmann & Chemale Jr., 2003).

Os anfibolitos apresentam assinatura geoquímica (rocha total) compatíveis com arcos insulares gerados em ambiente de SSZ, e assinatura isotópica (Nd-Sr-Pb) evidenciando interações rocha/água do mar, uma fonte mantélica contaminada por crosta pretérita e contaminação dessa fonte por fluidos gerados pela fusão de sedimentos em uma zona de subducção (Leite, 1997). Os harzburgitos menos alterados representam um manto refratário, cuja assinatura isotópica (Nd-Sr-Pb) indica interação com fluidos derivados da placa subductante ou água oceânica (Leite, 1997). A assinatura isotópica (U-Pb-Hf) de zircões de um albitito sugere derivação de um manto juvenil depletado (Arena *et al.*, 2016).

O alojamento desse ofiolito é anterior a ca. 786 Ma, uma vez que essa idade (U-Pb em zircão) representa o metamorfismo do complexo (Arena *et al.*, 2016). Durante esse evento o ofiolito foi deformado juntamente com a associação tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica que o circunda (Complexo Cambaí), atingindo condições de fácies anfibolito (Hartmann & Chemale Jr., 2003). Esse alojamento pode estar relacionado ao encerramento do paleo-oceano Charrua-São Gabriel, durante a convergência entre o Cráton Río de la Plata e a microplaca Encantadas (Saalman *et al.*, 2011).

2.4.2 Domínio Central (Terreno Tijucas)

No Terreno Tijucas, porção central do Cinturão Dom Feliciano, ofiolitos são encontrados como fragmentos metamórficos (Ofiolito Capané), inseridos tectonicamente no Complexo Porongos (figura 16). Esse complexo representa um cinturão de dobramentos e empurrões, constituído por sequências metavulcânicas e metassedimentares – essas últimas derivadas de fontes arqueanas a neoproterozoicas (Porcher *et al.*, 1999; Saalman *et al.*, 2006; Gruber *et al.*, 2011 e 2016; Pertille *et al.*, 2015 e 2017) –, assentado sobre a microplaca Encantadas (Chemale Jr., 2000). As rochas metassedimentares desse complexo (metapelitos com intercalações de mármore e quartzitos, e raras ocorrências de metaconglomerados) são compatíveis com sedimentação de mar raso associada a vulcanismo (toleítico a cálcio-alcalino) parcialmente subaquoso, relacionado à subducção (Marques *et al.*, 1998).

O Ofiolito Capané (Marques *et al.*, 2003) (figura 15) compreende metaultramafitos milonitizados (serpentinitos, talco xistos, antofilita xistos, clorititos). O contato dos metaultramafitos da Antiforme Capané com as encaixantes são tectônicos. A geoquímica de rocha total dos serpentinitos sugere protólitos harzburgíticos e duníticos, apresentando características compatíveis com peridotitos alpinos e ofiolíticos, correspondentes à seção basal de uma sequência ofiolítica (Marques *et al.*, 2003). A porção mantélica (protólitos dos metaultramafitos) apresenta características de manto depletado, sugerido pela assinatura isotópica (U-Pb-Hf) de zircões metassomáticos encontrados em rodingitos (Arena *et al.*, 2017). Eventos metassomáticos nessa fonte mantélica foram datados entre 793 e 715 Ma, interpretados como múltiplos eventos de alteração no referido manto (Arena *et al.*, 2017). O Ofiolito Capané possivelmente está relacionado à evolução da bacia oceânica do Complexo Porongos (paleo-oceano Charrua-São Gabriel?) e seu encerramento entre os eventos Brasileiro I e II, culminando com seu alojamento na borda oeste da microplaca Encantadas (Gollmann *et al.*, 2008). Arena *et al.* (2017) sugere uma idade mínima de 705 Ma para o alojamento desse ofiolito.

Na porção catarinense do Terreno Tijucas, uma das três sequências metavulcanossedimentares do Grupo Brusque, denominada de Ribeirão do Ouro (próximo ao município de Botuverá), representa uma associação ofiolítica. Essa sequência é constituída majoritariamente por metaperidotitos, xistos magnesianos,

metagabros e metabasaltos variolíticos (localmente almofadados), envelopados por rochas metassedimentares (metagrauvacas, metacalcários, metadolomitos e turbiditos) (Silva, 1991; Bartosiewicz, 1999). Os metabasaltos apresentam composição geoquímica variando de MORB a intraplaca, e representam fragmentos de rochas oceânicas de uma bacia de retroarco relacionada a um ramo do paleo-oceano Adamastor (Sander, 1992; Bizzi *et al.*, 2003).

2.4.3 Domínio Oriental (Terreno Punta del Este)

No domínio oriental do Cinturão Dom Feliciano, associações oceânicas são encontradas no Terreno Punta del Este (Uruguai), representadas pelo Complexo Paso del Dragón (Preciozzi *et al.*, 1979; Peel, 2012), próximo à fronteira Brasil/Uruguai (figura 15). Esse complexo compreende os Xistos La Micaela (Bossi & Gaucher, 2010) e os Serpentinitos Cerro La Tuna (Bossi & Navarro, 1988 e 1991; Peel *et al.*, 2009; Peel, 2012).

Os Xistos La Micaela constituem uma faixa alongada compreendendo rochas metassiliciclásticas de baixo grau (idade deposicional inferior a 626 Ma – Peel *et al.*, 2013), alinhada à zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo Otazo-Cerro Amaro (natureza transcorrente, direção principal N40°E, espessura quilométrica) (Bossi & Navarro, 1991; Gómez-Rifas, 1995) (figura 15). Tectonicamente intercalados com os xistos sedimentares, os Serpentinitos Cerro La Tuna compreendem metaultramafitos tectonizados (serpentinitos, talco xistos, tremolita xistos, clorita xistos) em associação com metamafitos (anfíbolitos e metabasaltos) (Peel, 2012; Will *et al.*, 2014). Esses últimos apresentam assinaturas geoquímicas (rocha total) e isotópicas (Sr-Nd-Pb) que sugerem uma origem em ambiente de retroarco para a geração de seus protólitos (Peel, 2012; Will *et al.*, 2014).

Os metaultramafitos e metamafitos do Complexo Paso del Dragón foram interpretados como fragmentos da bacia de retroarco Marmora (ou Gariep) (Terreno Marmora, Cinturão Gariep, Namíbia; ver figura 12) (Gaucher *et al.*, 2009; Frimmel *et al.*, 2011; Will *et al.*, 2014), cujo encerramento estaria relacionado ao evento Brasileiro III (Frimmel & Frank, 1998). A correlação do Complexo Paso del Dragón com a bacia de retroarco Marmora é fortalecida pelas idades encontradas em zircões detríticos dos Xistos La Micaela (Peel *et al.*, 2013), equivalentes às encontradas no Grupo Rocha (Bacia Rocha, Terreno Punta del Este, extremo

sudeste do Cinturão Dom Feliciano) as quais são, por sua vez, correlacionáveis ao Grupo Oranjemund superior (Subterreno Oranjemund) do Terreno Marmora (Basei *et al.*, 2005; Frimmel *et al.*, 2011).

No Brasil, o Complexo Arroio Grande, onde o Ofiolito Arroio Grande está inserido, foi considerado por Ramos *et al.* (2017c) como a extensão para nordeste do Complexo Paso del Dragón, devido à proximidade geográfica entre ambos (cerca de 40 km) e a suas similaridades petrográficas e geoquímicas, de maneira que o Ofiolito Arroio Grande também poderia estar relacionado à evolução da bacia de retroarco Marmora. Para entender como essa hipótese foi construída, no próximo capítulo (capítulo 3) é apresentado o estado da arte sobre a geologia do Ofiolito Arroio Grande e do Complexo Arroio Grande, compreendendo suas características petrográficas e químicas. No capítulo subsequente (capítulo 4) é retomada a discussão sobre as similaridades entre os complexos Arroio Grande e Paso del Dragón, onde ambos são inseridos no modelo geodinâmico proposto em Ramos *et al.* (2017c) para a evolução dessas unidades, relacionada à bacia de retroarco Marmora.

CAPÍTULO 3

3 CONTEXTO GEOLÓGICO DO OFIOLITO ARROIO GRANDE

O Complexo Arroio Grande, onde o Ofiolito Arroio Grande está inserido, localiza-se no Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano. Esse domínio compreende a área a leste da Sutura de Porto Alegre/Dorsal de Canguçu (Escudo Sul-rio-grandense) e zonas de cisalhamento Sierra Ballena (Escudo Uruguaio) e Major Gercino (Escudo Catarinense) (figuras 14 e 15). Esse domínio corresponde aos terrenos Pelotas e Florianópolis no Brasil (Wildner *et al.*, 2005 e 2014), e aos terrenos Cuchilla Dionisio (Bossi & Campal, 1992; Bossi *et al.*, 1998; Bossi & Gaucher, 2004) e Punta del Este (Preciozzi *et al.*, 1999; Basei *et al.*, 2005) no Uruguai.

Nesse Domínio Oriental predominam unidades graníticas dos terrenos Cuchilla Dionisio-Pelotas-Florianópolis, que formam um cinturão granítico sin- a pós-orogênico (relacionado à Orogenia Dom Feliciano e ao evento Brasileiro II de Silva *et al.*, 2005a) com idades em torno de 650-570 Ma (Babinski *et al.*, 1997; Lenz *et al.*, 2013; Philipp *et al.*, 2016), contendo xenólitos a megaxenólitos de fragmentos com composição diversa (*e.g.* gnaisses, mármore, anfibolitos, migmatitos) (Philipp & Machado, 2002) que representam crosta pretérita oceânica e continental. No cinturão granítico, de modo geral, predominam rochas com composições cálcico-alcalinas (alto-K) ou toleíticas na fase precoce de sua construção (*ca.* 650-630 Ma, unidades intrusivas mais antigas da Suíte Pinheiro Machado; ver seção 3.1), evoluindo para termos shoshoníticos e alcalinos ao longo da Orogenia Dom Feliciano (evento Brasileiro II) (Bitencourt & Nardi, 2000; Bitencourt *et al.*, 2008).

Esse domínio é afetado, de norte a sul, pelo Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt & Nardi, 2000), uma rede anastomosada de zonas de cisalhamento, em sua maioria transcorrentes subverticais com direções preferenciais NE-SW e espessura em escala quilométrica, responsáveis por grandes áreas de milonitização ao longo dos batólitos e plútons. Essas zonas de cisalhamento provavelmente controlaram o alojamento de granitoides relacionados aos últimos estágios da Orogenia Dom Feliciano, principalmente as unidades pós-orogênicas (evento Brasileiro III, Silva *et al.*, 2005a).

No Escudo Catarinense, o Domínio Oriental é representado por corpos graníticos do Terreno Florianópolis (*ca.* 650-570 Ma) e suas encaixantes (Silva *et al.*, 2005b; Bitencourt *et al.*, 2008). Limita-se a sul e oeste com a Bacia do Paraná, a

leste com o Oceano Atlântico e a norte com a Zona de Cisalhamento Major Gercino (limite desse domínio com o Domínio Central – Terreno Tijucas) (figura 14). Granitoides pós-orogênicos (Orogenia Dom Feliciano) cálcico-alcálicos de alto-K ocupam mais da metade da área desse terreno, tendo como encaixantes unidades ortognáissicas do Complexo Águas Mornas (idade magmática de *ca.* 639 Ma, com zircões herdados paleoproterozoicos) (Zanini *et al.*, 1997; Wildner *et al.*, 2014). Localmente são encontradas unidades metassedimentares de baixo grau (Formação Queçaba), além de fragmentos de rochas paleoproterozoicas (anfíbolitos, ortognaisses migmatíticos). A geoquímica isotópica dos granitoides do Terreno Florianópolis indica uma origem em arco magmático maduro intracontinental (Silva, 1999; Silva *et al.*, 2005b).

No Escudo Uruguaio, o Domínio Oriental compreende o Terreno Cuchilla Dionisio (que inclui as unidades graníticas do Batólito Aiguá) e o Terreno Punta del Este (figura 15), o qual representa o extremo sudeste do Cinturão Dom Feliciano.

O Terreno Cuchilla Dionisio compreende uma faixa limitada a oeste pela Zona de Cisalhamento Sierra Ballena (Gómez-Rifas, 1995; Oyhançabal *et al.*, 2010) (de natureza transcorrente dúctil, movimentação levógira, subvertical, espessura quilométrica), que separa o Domínio Oriental do Central em território uruguaio. Esse terreno é cortado diagonalmente pela “fossa tectônica” da Lagoa Mirim, dividindo-o em dois blocos (Bossi & Gaucher, 2004). Seu bloco norte (fronteira do Uruguai com o Brasil) é limitado a leste e a sul pela Planície Costeira, e a oeste pela Zona de Cisalhamento Sierra Ballena. Seu bloco sul é limitado a norte pela Planície Costeira, a leste pela Zona de Cisalhamento Alférez-Cordillera (Masquelin, 1989) (de natureza transcorrente, comportamento dúctil e direções preferenciais NE-SW e N-S), que o separa do Terreno Punta del Este (Basei *et al.*, 2011), e a oeste pela Zona de Cisalhamento Sierra Ballena (figura 16c).

No bloco norte do Terreno Cuchilla Dionisio se encontra, sobre um embasamento gnáissico-migmatítico, o anteriormente mencionado (ver seção 2.4.3) Complexo Paso del Dragón, alinhado à Zona de Cisalhamento Otazo-Cerro Amaro (figura 15). Suas unidades metaultramáficas e metamáficas (Serpentinitos Cerro La Tuna), interpretadas como fragmentos de crosta oceânica (Bossi & Schipilov, 2007), são possivelmente correlacionáveis ao Ofiolito Arroio Grande. A norte e a oeste da Zona de Cisalhamento Otazo-Cerro Amaro são encontrados granitoides (Batólito

Dionísio – Bossi & Luce, 1961; ca. 555 Ma – Umpierre & Halpern, 1971), além de gnaisses e migmatitos neoproterozoicos (Bossi & Gaucher, 2004).

No bloco sul do Terreno Cuchilla Dionisio se encontram unidades graníticas do Batólito Aiguá (Preciozzi *et al.*, 1993), localizadas em uma estreita faixa alongada entre as zona de cisalhamento Sierra Ballena a oeste, e Alférez-Cordillera a leste, essa última servindo como limite entre este terreno e o Terreno Punta del Este. Os granitoides são cálcico-alcalinos, alcalinos e peraluminosos, com idades entre 630-570 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2007), interpretados como raízes de um arco magmático (Fragoso-César *et al.*, 1986) (assim como seus equivalentes no Terreno Pelotas-Florianópolis no Brasil). Rochas vulcânicas são encontradas nas porções norte e sul, representadas pelas formações Sierra de Ríos (Elizalde *et al.*, 1970; Bossi *et al.*, 1993) (ao norte, riolitos com idade magmática de ca. 575 Ma) e Cerros de Aguirre (Campal & Gancio, 1993) (ao sul, rochas dacíticas e piroclásticas com idade magmática de ca. 572 Ma – Hartmann *et al.*, 2002).

O Terreno Punta del Este representa o extremo sudeste do Cinturão Dom Feliciano. Esse terreno é composto por um embasamento pré-brasiliano (Complexo Cerro Olivo – Masquelin, 2004; Masquelin *et al.*, 2012) gnáissico-migmatítico de alto grau, contendo também granulitos, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e quartzitos (Preciozzi *et al.*, 1999; Masquelin *et al.*, 2001; Lenz *et al.*, 2011) sendo esse embasamento recoberto por unidades metassiliciclásticas do Grupo Rocha da Bacia Rocha (como mencionado na seção 2.4.3, correlacionáveis com o Grupo Gariep, na Namíbia, a partir de estudos de proveniência em zircões detríticos; ver discussões no capítulo 4) (Basei *et al.*, 2005 e 2011). Os gnaisses do Complexo Cerro Olivo (idade magmática de ca. 800 Ma, pico metamórfico em ca. 650 Ma e, segundo Koester *et al.*, 2016, correlacionáveis aos gnaisses Chácara das Pedras e Piratini do Terreno Pelotas; ver seção 3.1) representam, nessa região, as encaixantes das unidades graníticas do Batólito Aiguá e de rochas vulcânicas associadas.

O Complexo Paso del Dragón pode representar a extensão para norte do Terreno Punta del Este no Uruguai, uma vez que zircões detríticos das rochas metassiliciclásticas de La Micaela apresentam idades similares às encontradas nos zircões detríticos do Grupo Rocha (Peel, 2012; Peel *et al.*, 2013). Além de isso possibilitar a hipótese de uma proveniência em comum, são encontrados nas adjacências do Complexo Paso del Dragón migmatitos com idades similares aos

gnaisse do Complexo Cerro Olivo (pico metamórfico em ca. 650 Ma; Peel, 2012; Peel *et al.*, 2013), isto é, o embasamento do Terreno Punta del Este.

No Escudo Sul-rio-grandense o Domínio Oriental é representado pelo Terreno Pelotas, que se estende de Porto Alegre até Jaguarão (fronteira com o Uruguai) na área a leste da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (natureza transcorrente dúctil, subvertical, movimentação levógira dominante, direção preferencial N50°E, espessura quilométrica; Mesquita & Fernandes, 1990; Fernandes *et al.*, 1990) e Sutura de Porto Alegre (Fernandes *et al.*, 1995b; Costa, 1997) (figura 15). Esse terreno é constituído majoritariamente por granitoides do denominado Batólito Pelotas (Fragoso-César *et al.*, 1986) (um complexo de plútons e rochas neoproterozoicas de composição diorítica a granítica e evolução tectônica sin- a pós-orogênica – eventos Brasileiro II e III) e por fragmentos métricos a quilométricos de crosta pretérita metamorfozada, para- e ortoderivada (denominados genericamente de Septos do Embasamento – Fragoso-César *et al.*, 1986; Philipp, 1998; Philipp & Machado, 2002). O Ofiolito Arroio Grande é encontrado entre os granitoides da porção sul do Terreno Pelotas. Esse terreno é detalhado na seção a seguir.

3.1 O Terreno Pelotas no Escudo Sul-rio-grandense

As unidades graníticas mais antigas do Terreno Pelotas estão incluídas na Suíte Pinheiro Machado (Philipp, 1998) (figura 16), que representa aproximadamente 30 % da área desse terreno. Esses granitoides apresentam composição variada, predominando os termos granodioríticos a monzograníticos (subordinadamente termos tonalíticos e dioríticos a quartzo-dioríticos), apresentando assinatura geoquímica cálcico-alcalina de médio a alto-K, interpretada como de ambiente de arco magmático continental relacionado à subducção (Fragoso-César, 1991; Frantz & Nardi, 1992; Fernandes *et al.*, 1995a; Philipp, 1998; Silva *et al.*, 2005a), com idades magmáticas entre ca. 650-610 Ma (Babinski *et al.*, 1997; Philipp *et al.*, 2016). Um evento deformacional de empurrão com vergência para W a NW e condições metamórficas de fácies anfibolito é registrado nessa suíte (Philipp, 1990; Fernandes *et al.*, 1992).

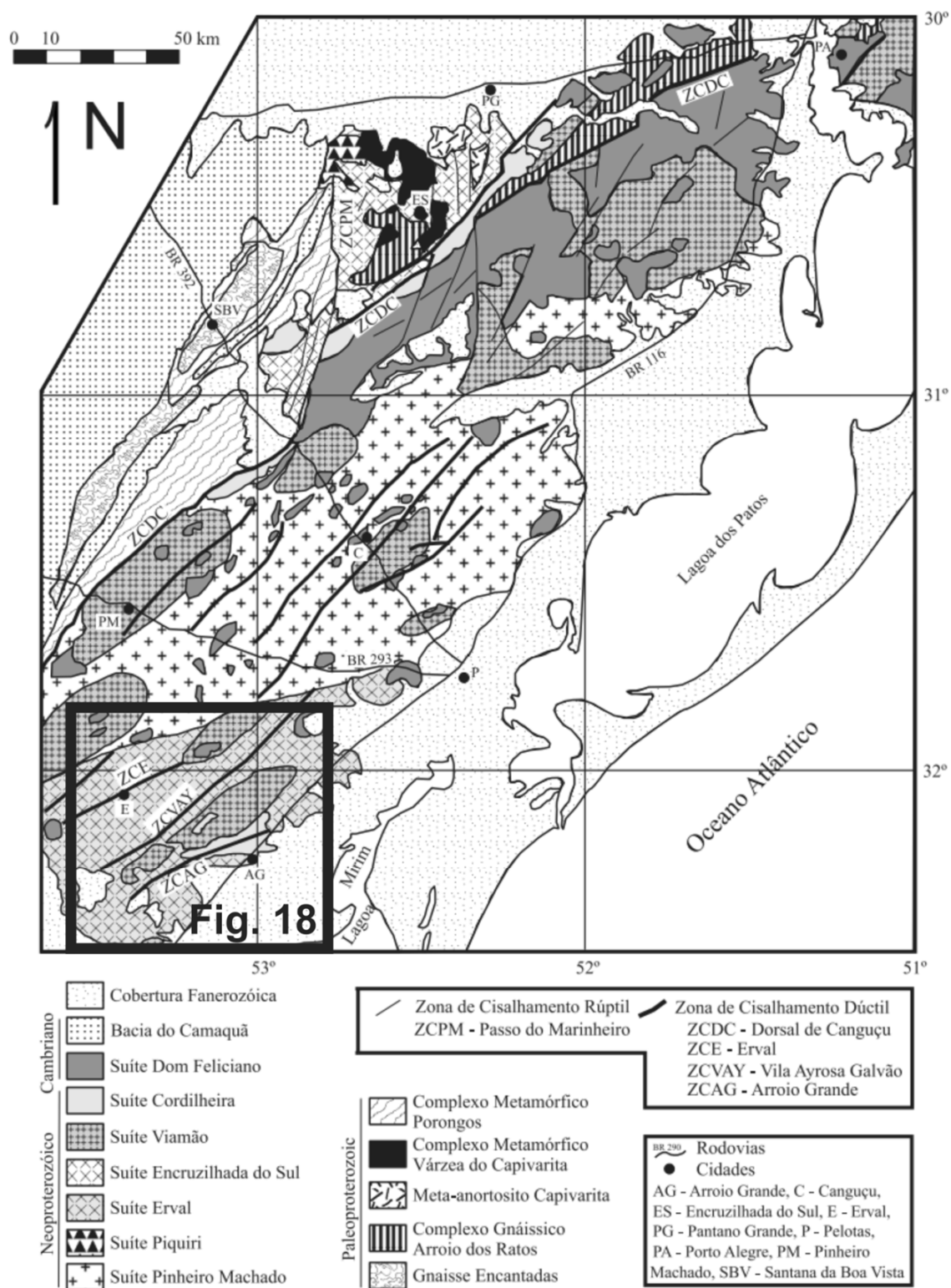


Figura 16. Mapa geológico do Batólito Pelotas de Philipp *et al.* (2003).

Xenólitos do embasamento desse arco magmático continental (possivelmente o Arco Arachania de Gaucher *et al.*, 2009; ver capítulo 4) são representados pelos Gnaisses Piratini (Fragoso-César *et al.*, 1986) na região de Piratini e Pinheiro Machado (figura 15), que representam um arco magmático pretérito (baseado em sua assinatura geoquímica), relacionado à margem continental ativa, com idade magmática de ca. 780 Ma (Tambara, 2015) correlacionáveis aos Gnaisses Chácara das Pedras (Koester *et al.*, 2016), também denominados Gnaisses Porto Alegre (Philipp & Campos, 2004), e aos ortognaisses encontrados no Cerro Bori pertencentes ao Complexo Cerro Olivo no Terreno Punta del Este. O conjunto desses xenólitos e os granitoides da Suíte Pinheiro Machado constituem o denominado Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado de Fragoso-César (1991).

Uma porção da Suíte Pinheiro Machado é diferenciada no extremo sul do Terreno Pelotas, sendo denominada de Suíte Erval (Philipp, 1998) (figura 16). Essa suíte corresponde aos sieno- e monzogranitos encontrados, de maneira geral, a sul da Zona de Cisalhamento Erval (de natureza transcorrente dúctil, direção preferencial N65-75°E, lineação mineral sub-horizontal, espessura quilométrica – Machado *et al.*, 1995) (figuras 15 e 16), com ocorrências localizadas de (quartzo) sienitos (Philipp, 1998). Na região que compreende a Suíte Erval está localizado o Ofiolito Arroio Grande. Essa região é detalhada na próxima seção (seção 3.2).

Os granitoides mais jovens do Terreno Pelotas são tardi- a pós-orogênicos (Orogenia Dom Feliciano), cujo posicionamento é controlado pelo Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, exibindo, em geral, corpos alongados segundo a direção NE-SW. Essas rochas estão agrupadas na Suíte Granítica Dom Feliciano (Tessari & Picada, 1966; Figueiredo *et al.*, 1990), posteriormente subdividida por Philipp (1998) em duas suítes: Viamão (corpos em geral porfiríticos, composição predominantemente monzogranítica, subordinadamente granodiorítica e sienogranítica, presença constante de enclaves máficos microgranulares) e Dom Feliciano propriamente dita (sienogranitos a granitos, em geral equigranulares, além de enxames de diques riolíticos e basálticos – representam o magmatismo mais jovem da Orogenia Dom Feliciano, evento Brasileiro III – ca. 550 Ma, Babinski *et al.*, 1997). Ambas intrudem unidades das suítes Pinheiro Machado e Erval (figura 16).

3.2 O extremo sul do Terreno Pelotas

A porção da Suíte Pinheiro Machado localizada a sul da Zona de Cisalhamento Erval começou a ser tratada como uma porção distinta, sendo denominada por Philipp (1998) de Suíte Erval (figura 16). Essa proposta de divisão da Suíte Pinheiro Machado em duas “fácies” teve início em Trainini (1987), que considerou a porção a sul da “faixa milonítica de direção N45°E” (correspondendo à região próxima à Zona de Cisalhamento Erval) como um domínio granito-gnáissico (equivalente à Suíte Erval), e a porção a norte como um domínio granito-migmatítico (equivalente à Suíte Pinheiro Machado).

O domínio sul é descrito por Trainini (1987) como sendo composto predominantemente por gnaisses blastomiloníticos, com relictos de mármore e rochas calcissilicáticas, além de granitoides intrudidos ao longo de faixas miloníticas. O embasamento da região teria sido afetado pelos eventos brasileiros (responsáveis pela granitogênese), além de intenso falhamento de direções NE-SW e N-S, milonitização e intrusões graníticas nas orientações N45°E e N70°E (nesta última sendo comuns os efeitos hidrotermais). Além disso, o autor reflete sobre a possibilidade de esse domínio representar um bloco estruturalmente alçado, com rejeito superior a 1100 m, devido à correlação entre rochas efusivas ácidas mesozoicas (relacionadas à fragmentação inicial do Gondwana Ocidental e abertura do Oceano Atlântico Sul) da Formação Jaguarão (Vieira Jr., 1985) no Brasil (com espessura de 40 m) e a Formação Puerto Gómez (Bossi, 1966) no Uruguai (espessura superior a 1000 m, encoberta por mais de 200 m de sedimentos).

A Suíte Erval de Philipp (1998) foi diferenciada da Suíte Pinheiro Machado por apresentar granitoides com composição distinta (ver seção 3.1) e por não apresentar a deformação regional mais antiga, registrada apenas na Suíte Pinheiro Machado (o autor supracitado reconheceu três deformações que afetaram o Batólito Pelotas: D₁, responsável pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis subhorizontais que são caracterizadas por milonitos com orientação preferencial de direção NE e mergulhos para NW; D₂, responsável pela formação de zonas de cisalhamento de alto ângulo, caracterizadas por milonitos e ultramilonitos com orientação preferencial de direção NE e mergulhos para NW e SE; D₃, correspondendo a um período de reativação das zonas de cisalhamento transcorrentes).

Além da Zona de Cisalhamento Erval supramencionada, na Suíte Erval são encontradas duas grandes zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, de escala regional, denominadas Ayrosa Galvão (direção preferencial NE-SW) e Arroio Grande (direção preferencial N50-80°E e, secundariamente, E-W) (Machado *et al.*, 1995) (figuras 15 e 16). No sistema de zonas de cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande que se encontram as principais unidades do Ofiolito Arroio Grande (ver seção 3.3).

Trabalhos geofísicos na escala do Escudo Sul-rio-grandense, como o realizado por Costa (1997), apontaram uma diferença de assinatura magnetométrica e radiométrica no extremo sul do Terreno Pelotas (figura 17). Esse autor levantou a hipótese de que essa região poderia representar uma porção litologicamente distinta do Cinturão Dom Feliciano. Esse “possível limite de rochas mais antigas situadas a leste”, conforme sugerido por Costa (1997) (ver figura 17), se sobrepõe, de maneira geral, à Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão.

A partir de Ramos (2011) rochas de natureza ofiolítica (ou seja, o Ofiolito Arroio Grande) começaram a ser descritas exatamente na região do limite geofísico apontado por Costa (1997). Esse fato fez com que fosse novamente dada atenção à hipótese que sugeria naquela região um possível limite, não apenas geofísico, mas também tectônico. Em Ramos *et al.* (2014) foi sugerido o nome de “Domínio Geofísico Sudeste” para essa região (recentemente denominada de Terreno Jaguarão por Cruz *et al.*, 2016), cujo limite coincide com o sistema de cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande, o qual contém unidades do Ofiolito Arroio Grande.

Esse domínio se estenderia para o Uruguai, incluindo o Complexo Paso del Dragón (correlacionável ao Complexo Arroio Grande; ver capítulo 4) e a zona de cisalhamento Otazo-Cerro Amaro (correlacionável à zona de cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande) (figura 18), compreendendo, portanto, associações litológicas com afinidade oceânica, detalhadas nas seções a seguir, contrastando com a característica de arco magmático continental encontrada na maioria das rochas dos terrenos Pelotas e Cuchilla Dionisio. A região, portanto, poderia representar a extensão, em território brasileiro, do Terreno Punta del Este.

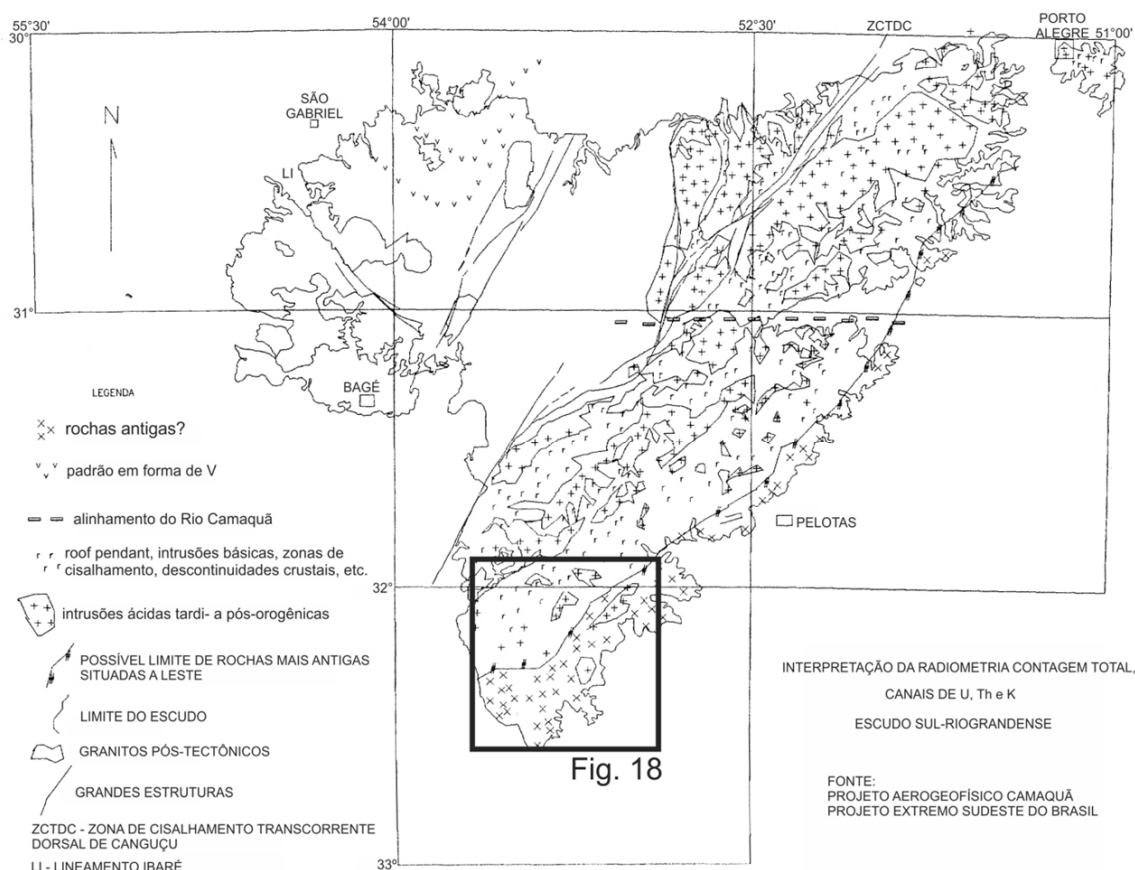


Figura 17. Interpretação da radiometria (contagem total, canais de U, Th e K) das rochas do Escudo Sul-rio-grandense, extraído e modificado de Costa (1997).

3.3 O Ofiolito Arroio Grande: geologia local

O Ofiolito Arroio Grande representa as rochas ofiolíticas (*sensu* Dilek & Furnes, 2011 – ver capítulo 2) do Complexo Arroio Grande (figura 18a). Esse complexo compreende uma faixa metaultramáfica-máfica-sedimentar fragmentada, em contato tectônico com granitoides das suítes Pinheiro Machado e Erval e cortada em duas porções pela intrusão do Granito Três Figueiras (também denominado na literatura como granito Figueirinha – Trainini, 1987 – e granito Arroio Grande – Wildner *et al.*, 2005), um granito peraluminoso sintranscorrente relacionado à Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande (Philipp, 1998), com idades magmáticas em torno de 610-590 Ma (Tickyj *et al.*, 2004; Klein *et al.*, submetido) (Ramos & Koester, 2015). O Complexo Arroio Grande compreende duas unidades principais: a Unidade Metassiliciclástica e a Unidade Ofiolítica (isto é, o Ofiolito Arroio Grande propriamente dito), detalhadas a seguir.

3.3.1 Complexo Arroio Grande: síntese da Unidade Metassiliciclástica

A Unidade Metassiliciclástica do Complexo Arroio Grande está localizada a sul do Granito Três Figueiras (figura 18b), compreendendo metagrauvacas, granada xistos, quartzitos e micaxistos. O grau metamórfico dessas litologias varia de baixo a médio, e todas se encontram deformadas pela Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande, cuja natureza dúctil, subvertical e movimentação destrógiira (figura 18b e 18c) estão registradas em macro e microestruturas e nas lineações de estiramento horizontais presentes em todas as litologias (Ramos & Koester, 2014 e 2015).

As metagrauvacas constituem um lajeado com centenas de metros de extensão, alongado segundo NE-SW com mergulho de (em média) 70° para SE, onde são encontradas injeções descontínuas (geralmente dobradas) centimétricas a métricas do Granito Três Figueiras, paralelas à direção preferencial das metagrauvacas (concordante com a zona de cisalhamento) (figura 19a). Macroscopicamente essas rochas exibem coloração cinza escura a preta, em geral textura equigranular média, localmente apresentando bandas milimétricas a centimétricas de cor branca. Com o auxílio de lupa de mão é possível identificar composição rica em minerais micáceos e bandas félsicas compostas por quartzo e feldspatos. Dobras ocorrem de forma generalizada nessa unidade.

Ao microscópio se verifica composição quartzo-feldspática predominante, além de presença de uma pseudomatriz de biotita e argila ($\pm 50\%$ modal). Os grãos de quartzo variam de muito finos a médios, sendo em geral anédricos. Há presença de grãos com baixa esfericidade, subarredondados a arredondados, além de grãos angulosos. Nos grãos mais grossos é possível perceber extinção ondulante. Os feldspatos apresentam grãos anédricos a subédricos com granulação muito fina a fina, variando de angulosos a arredondados. A pseudomatriz preenche espaços entre grãos de feldspato e quartzo. Em algumas porções são encontrados grãos de quartzo deformados e estirados com textura oftalmítica, além de dobras milimétricas (figura 19b) compostas por segregações de quartzo e feldspato recristalizados (Ramos & Koester, 2014 e 2015).

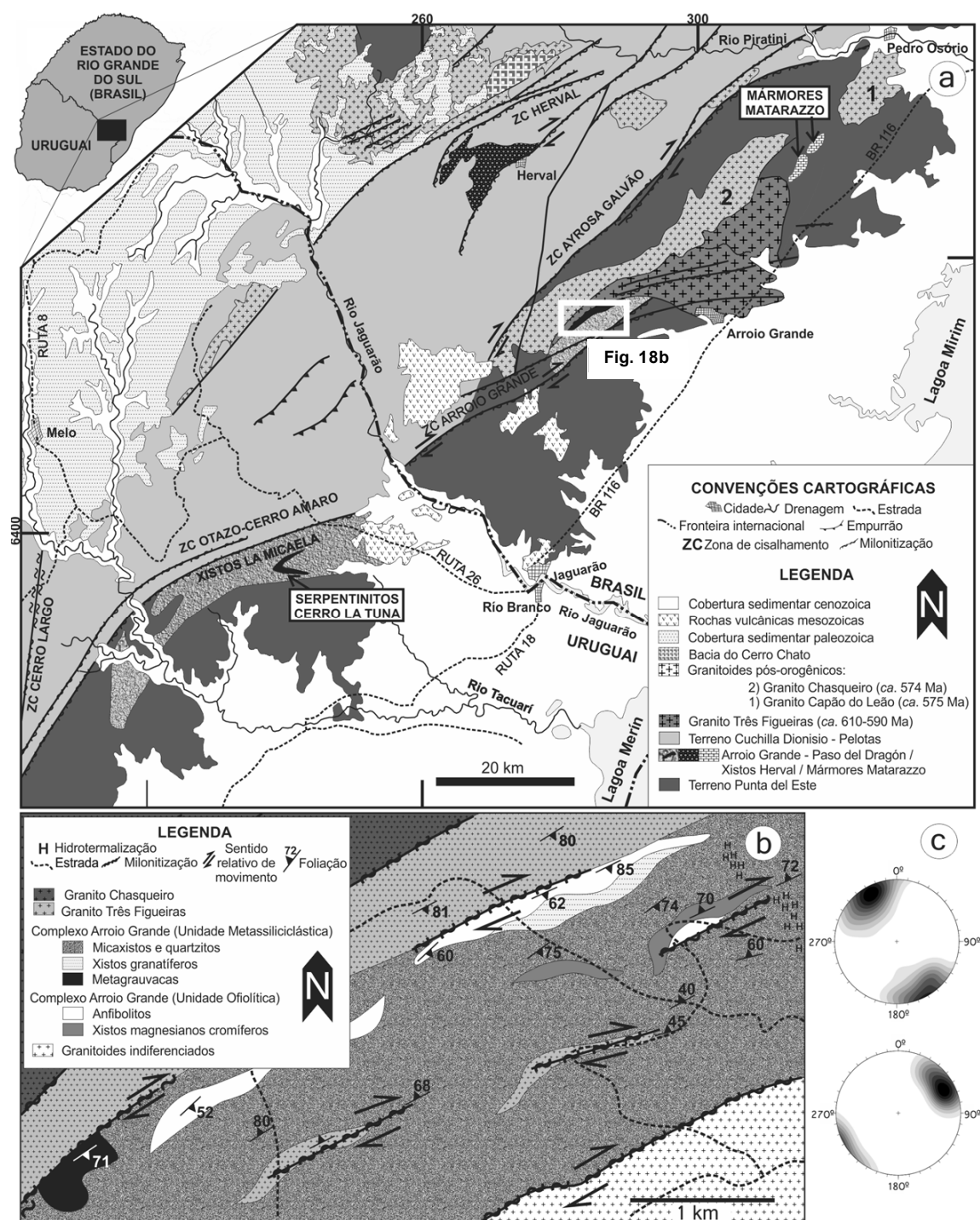


Figura 18. Mapa geológico da região do Complexo Arroio Grande (modificado de Ramos *et al.*, 2017c) – (a) Terreno Cuchilla Dionísio-Pelotas-Punta del Este nas proximidades da fronteira entre o Brasil e o Uruguai; (b) porção sul do Complexo Arroio Grande, onde se situam os mais expressivos afloramentos de metaultramafitos e metamafitos do Ofiolito Arroio Grande; (c) diagramas equiárea (hemisfério inferior) contendo pólos de foliação (diagrama superior) e lineações de estiramento (diagrama inferior) de todas as unidades mostradas na figura 18b (N=100 para cada litologia), concordantes à Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande.

Os granada xistos têm sua exposição restrita e suas relações de contato são ainda indefinidas. Constituem corpos alongados e descontínuos, segundo a direção NE-SW e mergulhos de, em média, 80° para SE. Macroscopicamente apresentam coloração bege (não alterados) a verde clara (alterados, enriquecidos em clorita), bandamento milimétrico a centimétrico, irregular e descontínuo, de composição quartzo-feldspática, a qual marca a sua foliação subverticalizada (figura 19c). Com o auxílio de lupa de mão é possível identificar grande quantidade de biotita disseminada por toda a rocha, cujos cristais marcam a sua foliação (concordante com a zona de cisalhamento) e formam agregados com textura lepidoblástica.

Ao microscópio é possível identificar composição mineralógica constituída por biotita (até 40 %), quartzo (± 30 %), feldspato alcalino (± 15 %), granada (± 10 %) e opacos. A biotita apresenta cristais alongados de granulação média a grossa que marcam a foliação e formam textura lepidoblástica, a principal dessa litologia. Os grãos de quartzo são médios, anédricos, alongados segundo a foliação da rocha e se encontram recristalizados, frequentemente formando subgrãos. Os grãos de feldspato alcalino têm granulação média, geralmente anédricos e alongados segundo a foliação. A granada tem granulação média e cristais anédricos, geralmente deformados ou fraturados, com palhetas de biotita crescendo entre as fraturas (figura 19d). Sua paragênese indica condições metamórficas de fácies epidoto anfibolito (Ramos & Koester, 2014 e 2015).

Os micaxistos, a litologia predominante do Complexo Arroio Grande, afloram em uma faixa contínua com aproximadamente 20 km de extensão e 5 km de largura, alongada segundo a direção NE-SW com mergulhos de 80° para NW em média. Ocorrem associados a lentes centimétricas a métricas de quartzito (ambos constituindo os denominados Xistos e Quartzitos Arroio Grande, segundo Beloni *et al.*, 2016), estando em contato tectônico com o Granito Três Figueiras e com rochas metamáficas/ultramáficas do Ofiolito Arroio Grande. Os micaxistos exibem coloração marrom clara a alaranjada, granulação fina a média, com composição rica em micas, além de quartzo e feldspato. A foliação (concordante com a zona de cisalhamento) é marcada por grãos de muscovita alongados. Apresentam textura geral lepidoblástica.

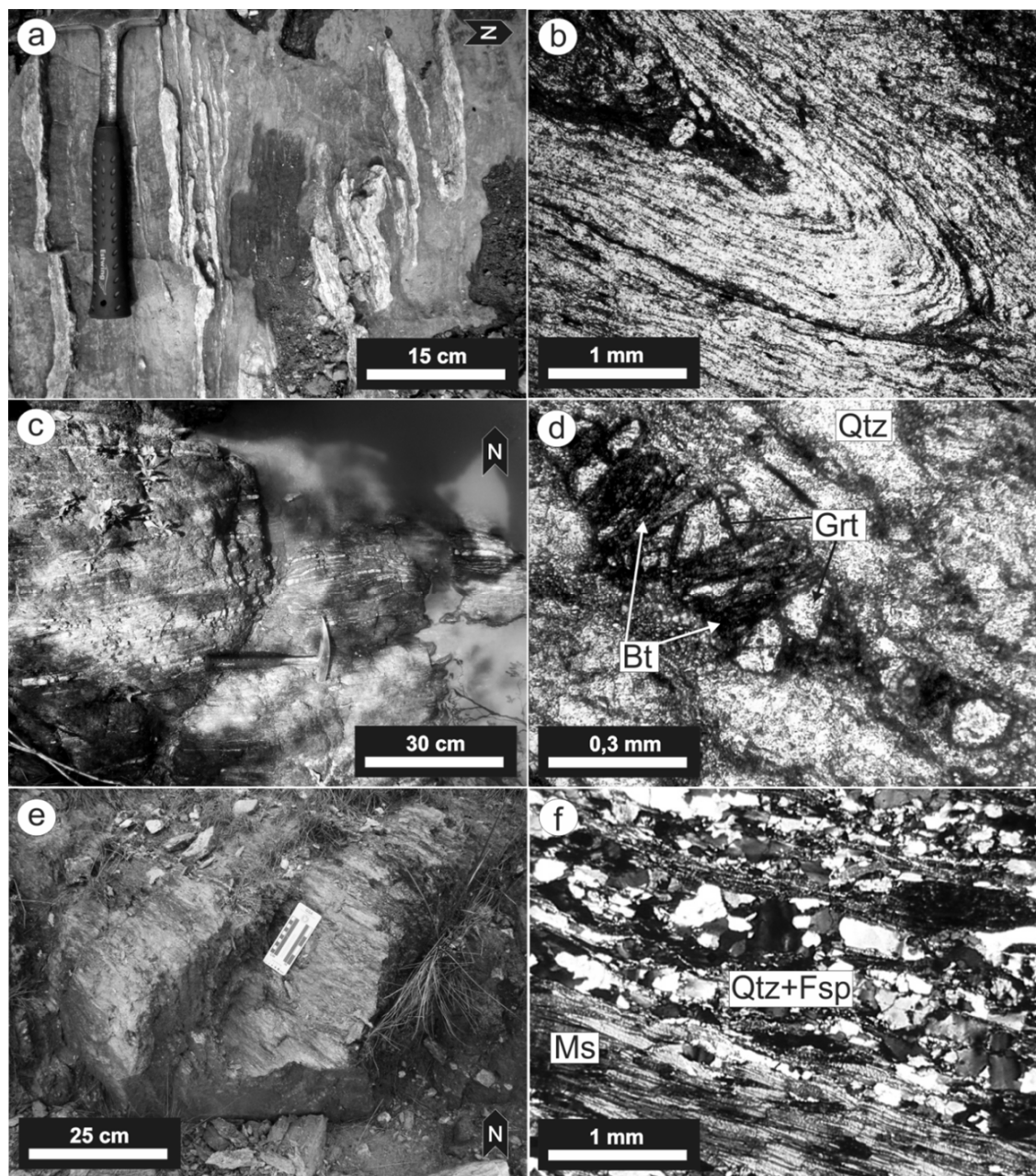


Figura 19. Rochas da Unidade Metassiliciclástica do Complexo Arroio Grande – (a) injeções dobradas do Granito Três Figueiras (claro) paralelas à foliação das metagrauvacas (escuro) (modificado de Ramos *et al.*, 2014); (b) fotomicrografia (luz polarizada, aumento de 2,5x) de metagrauvaca mostrando dobra de composição quartzo-feldspática (claro) em meio à pseudomatrix biotítico-argilosa (escuro); (c) afloramento de granada xisto com bandas quartzo-feldspáticas centimétricas marcando foliação subverticalizada (modificado de Ramos *et al.*, 2014); (d) fotomicrografia (luz polarizada, aumento de 10x) de granada xisto mostrando biotitas preenchendo as fraturas e espaços entre um *boudin* de granadas; (e) afloramento de micaxisto (modificado de Ramos & Koester, 2014); (f) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) de micaxisto mostrando alternância de bandas de segregação mineral ricas em muscovita e ricas em quartzo e feldspato (modificado de Ramos & Koester, 2014). Abreviações: Bt = biotita; Fsp = feldspato alcalino; Grt = granada; Qtz = quartzo; Ms = muscovita.

Ao microscópio é possível identificar uma composição constituída por quartzo (até 40 %), muscovita (de 25 a 30 %), feldspato alcalino (± 10 %), plagioclásio (± 10 %), turmalina e biotita (ambos até 10 %). O quartzo tem granulação fina a média, cristais anédricos e se encontra recristalizado e deformado. O plagioclásio e o feldspato alcalino possuem granulação fina a média, com cristais anédricos deformados. A muscovita e a biotita apresentam granulação média a grossa, com cristais alongados orientados que marcam a foliação da rocha e localmente formam textura lepidoblástica. Localmente há presença de porfiroblastos de turmalina e feldspato. A paragênese desses xistos indica condições metamórficas de fácies xisto verde (Ramos & Koester, 2014 e 2015; Beloni *et al.*, 2016).

Macroscopicamente os quartzitos associados aos micaxistos apresentam coloração branca a amarelada. Ao microscópio é possível identificar composição virtualmente monominerálica, com cristais de quartzo variando de microcristalino a centimétrico, além de porcentagens subordinadas variáveis de muscovita e feldspato. Sua textura geral é granoblástica, marcada por quartzo predominantemente recristalizado (Ramos & Koester, 2014 e 2015; Beloni *et al.*, 2016).

Ao longo da Zona de Cisalhamento Arroio Grande ocorrem intensas zonas de muscovitização e turmalinização (correspondendo às zonas hidrotermais apontadas por Trainini, 1987; ver seção 3.2), possivelmente relacionadas com o posicionamento do Granito Três Figueiras (Ramos, 2011; Ramos *et al.*, submetido) (ver seção 3.3.2.1.2). Os hidrotermalitos encontrados (muscovititos e turmalinitos, ambos associados a veios de quartzo) (figura 20) cortam litologias dos Xistos e Quartzito Arroio Grande nas proximidades do contato desses últimos com metaultramafitos do Ofiolito Arroio Grande (ver figura 18). Os muscovititos formam veios de dimensões métricas a decamétricas de rocha monominerálica formada por muscovita, com cristais de até 5 cm (figura 20b). Os turmalinitos são encontrados nas formas maciças e estratiformes, constituindo corpos métricos alongados e descontínuos, com espessuras centimétricas a métricas, formados por 50 a 90 % de turmalina de granulação fina a média (figura 20c) e o restante composto por quartzo \pm muscovita e/ou biotita (figura 20d) (Ramos & Koester, 2014).

O estudo geoquímico apresentado em Ramos *et al.* (2015) demonstrou que essas turmalinas apresentam composição intermediária entre schorlita e dravita e todos os cristais apresentam zonação composicional, com núcleos ricos em Mg e

bordas ricas em Fe. Pronunciadas anomalias de Eu e ausência de anomalias de Ce, vistas em diagramas de elementos terras raras (REE) reforçam a origem hidrotermal dessa litologia.

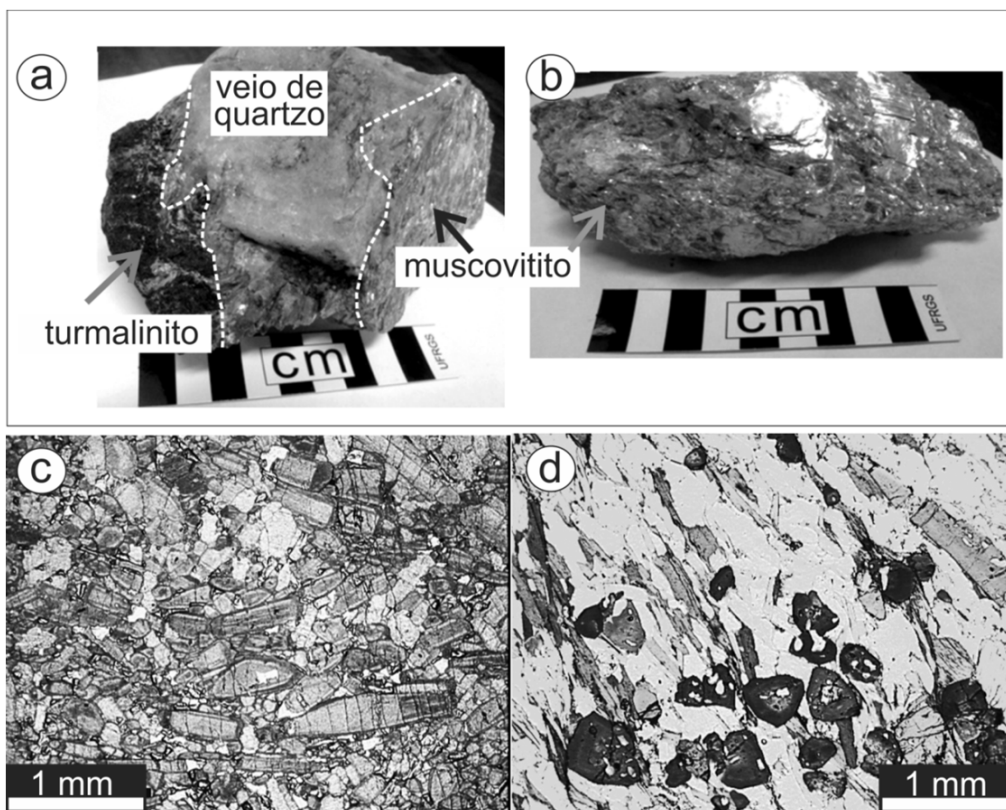


Figura 20. Hidrotermalitos – amostras de mão de (a) hidrotermalito híbrido e (b) muscovitito (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (c) e (d) fotomicrografias (luz polarizada, aumento de 2,5x) respectivamente de turmalinito maciço (95 % de turmalina – cinza claro e escuro – e o restante de quartzo – branco) e de hidrotermalito híbrido (turmalina = preto; muscovita = cinza escuro; quartzo = cinza claro).

Estudos de proveniência (U-Pb em zircão detrítico associado à geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total) (Beloni *et al.*, 2016 e 2017) indicam que os Xistos e Quartzitos Arroio Grande possuem maior influência de áreas-fonte ediacaranas (ca. 650 a 560 Ma, sendo esta última a idade máxima deposicional sugerida por Beloni *et al.*, 2016 para essa paleobacia). Subordinadamente são encontrados zircões com idades nos intervalos de ca. 2300-2000 Ma, 1800-1600 Ma, 1300-1000 Ma e 1000-800 Ma (Beloni *et al.*, 2016). A partir dos isótopos de Sm-Nd foi sugerida uma assinatura com predominância de material de crosta continental como fonte do material detrítico (Beloni *et al.*, 2017).

3.3.2 Complexo Arroio Grande: a Unidade Ofiolítica

A Unidade Ofiolítica do Complexo Arroio Grande, ou seja, o Ofiolito Arroio Grande, foco da presente tese, compreende rochas metaultramáficas, metamáficas e metassedimentares localizadas a norte e a sul do Granito Três Figueiras. Corpos decamétricos de metaultramafitos (xistos magnesianos cromíferos; seção 3.3.2.1) e metamafitos (anfíbolitos, metagabros e metadioritos; seção 3.3.2.2), localizados a sul do granito, encontram-se tectonicamente intercalados com os xistos e quartzitos da Unidade Metassiliciclástica (seção 3.3.1), limitados a norte pelo referido Granito Três Figueiras e a sul por granitoides indiferenciados (figura 18). Todo o conjunto de litologias é afetado pela Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande (figuras 18b e 18c). A norte do Granito Três Figueiras são encontrados os Mármore Matarazzo e rochas oceânicas metamáficas-ultramáficas associadas a esses (Ramos & Koester, 2014 e 2015) (seção 3.3.2.3).

3.3.2.1 Metaultramafitos (xistos magnesianos cromíferos)

Os metaultramafitos do Ofiolito Arroio Grande compreendem serpentina-talco xistos, tremolitos e clorititos. Constituem corpos descontínuos, métricos a decamétricos, alongados na direção NE-SW e com foliação com mergulho principal de 70° para NW (em média). Nesses metaultramafitos é comum a ocorrência de duas ou mais dessas litologias em um mesmo afloramento em contato difuso a gradacional (figura 21a e 21b). Todas as litologias são equigranulares, com granulação fina a média (com exceção de alguns tremolitos com granulação grossa a muito grossa) e xistosidade milimétrica subverticalizada, com lineação de estiramento sub-horizontal. Dobras e clivagens de crenulação são presentes nesses metaultramafitos (Ramos & Koester, 2014 e 2015) (figura 21c).

Os serpentina-talco xistos macroscopicamente apresentam cor cinza a cinza esverdeada quando são, e cor alaranjada quando alterados. A xistosidade dessa unidade é marcada pelos cristais alongados de talco, clinoclóro e tremolita. À parte a xistosidade, essas rochas localmente apresentam textura maciça (onde a composição é rica em talco, sendo então chamados de esteatitos). Com o auxílio de lupa de mão é possível identificar cristais milimétricos alongados e orientados dos minerais acima citados, os quais marcam a foliação, além da presença de cristais de

minerais opacos de coloração preta, euédricos a subédricos (dimensões entre 1 e 4 mm), disseminados pela rocha.

Ao microscópio é possível identificar serpentina e talco como minerais essenciais, os quais juntos correspondem a aproximadamente 70 % da composição modal dessa litologia. Algumas amostras apresentam até 50 % de serpentina. Em meio à “matriz” de serpentina e talco são identificadas massas contendo tremolita, clinocloro e cromita (figura 21d). A serpentina apresenta granulação fina, com cristais anédricos formando agregados fibrosos e textura decussada. O talco apresenta cristais anédricos, com granulação fina a média e orientação preferencial marcada pelos cristais longitudinalmente alongados. A tremolita apresenta granulação fina e forma anédrica a subédrica. Em alguns cristais de tremolita é possível identificar talco preenchendo fraturas e espaços intercristalinos. A cromita apresenta granulação muito fina a média, cristais anédricos a subédricos, sem variações composicionais núcleo-borda. Texturas em esponja são frequentemente encontradas nas cromitas (onde clorita preenche as cavidades e fraturas) (figura 21e), indicando processos metassomáticos posteriores à cristalização (Ramos & Koester, 2014 e 2015; Ramos *et al.*, 2017c).

Os tremolititos apresentam macroscopicamente coloração verde escura (sãos) a verde alaranjada (alterados). As exposições alteradas são ricas em clorita. A olho nu é possível identificar cristais milimétricos a centimétricos prismáticos e fibrorradiais de tremolita e, em algumas porções da rocha, cumulados de clorita com granulação fina a média. Minerais opacos milimétricos de coloração preta (magnetita), anédricos a subédricos, disseminados pela rocha são observados.

Ao microscópio, os tremolititos apresentam mineralogia composta por aproximadamente 90 % de tremolita e o restante de clinocloro, talco e cromita. A tremolita apresenta em geral granulação média a grossa, sendo comum a presença de megacristais subédricos alongados longitudinalmente. O talco e o clinocloro preenchem fraturas e localmente ocorrem ao longo dos contatos intercristalinos das tremolitas. As cromitas apresentam granulação muito fina a média, cristais anédricos a subédricos, disseminadas pela rocha (Ramos & Koester, 2014 e 2015) (figura 21f).

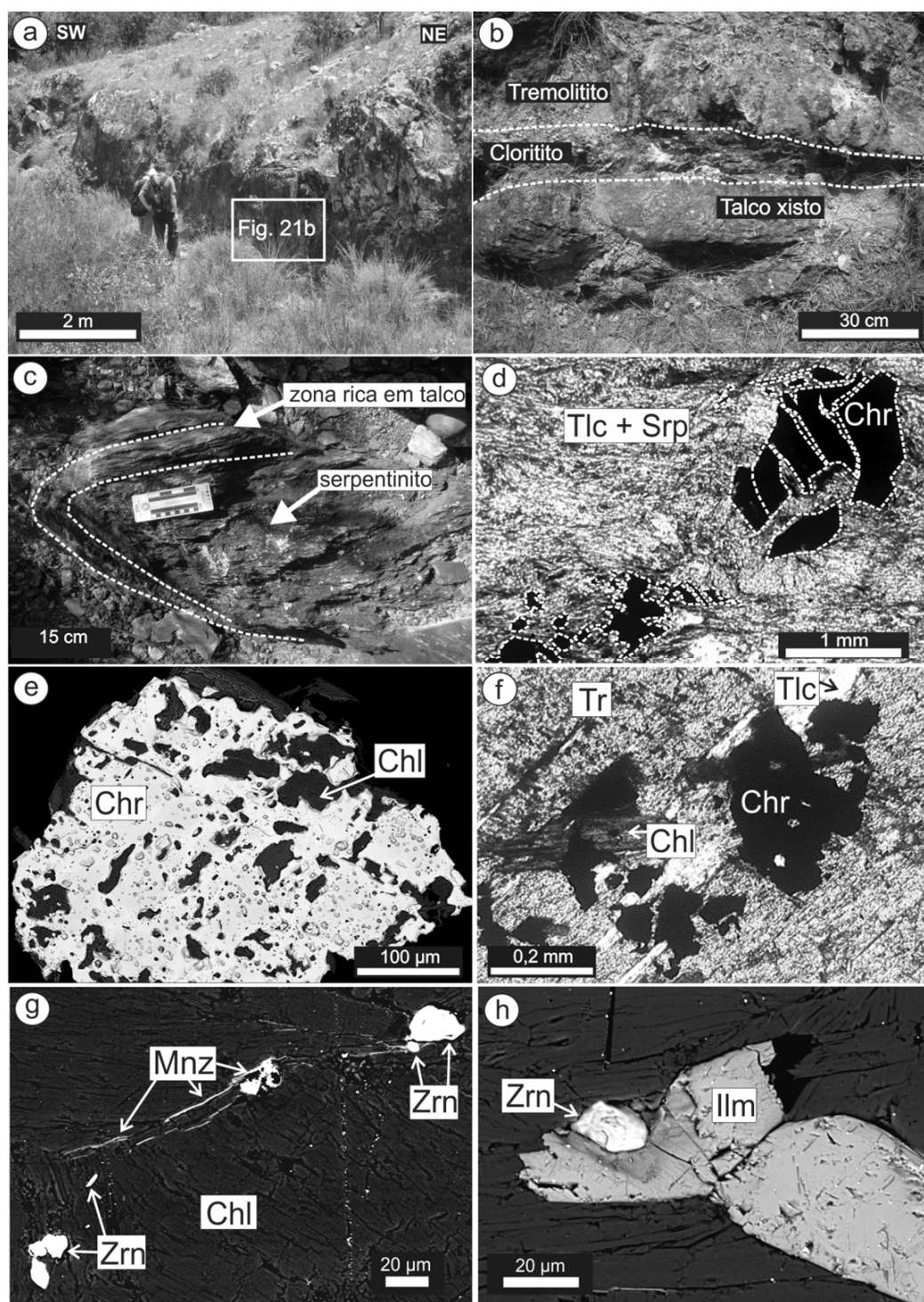


Figura 21. Metakultramafitos do Ofiolito Arroio Grande – (a) afloramento contendo metakultramafitos (modificado de Ramos *et al.*, 2017c); (b) detalhe da figura 21a, mostrando as zonas metassomáticas ricas em clorita, tremolita e talco (modificado de Ramos *et al.*, 2017c); (c) *pod* de serpentinito (visto em planta) envelopado por talco xisto dobrado (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (d) fotomicrografia de lâmina delgada de serpentina-talco xisto (luz polarizada, aumento de 2,5x) mostrando grãos de cromita com texturas *pull-apart* em uma matriz de talco e serpentina (modificado de Ramos & Koester, 2015); (e) imagem de elétrons retroespalhados (BEI) (microscopia eletrônica de varredura) em *mount* de cromitas de amostra de serpentina-talco xisto (aumento de 200x), mostrando cromita com textura em esponja, com cavidades preenchidas por clorita (cinza escuro), a qual

cresceu a expensas da cromita (modificado de Ramos *et al.*, 2017c); (f) fotomicrografia de lâmina delgada de tremolitito (nicóis cruzados, aumento de 10x) mostrando cumulos de cromita (opacos) envoltos por massas de clorita, tremolita e talco (modificado de Ramos & Koester, 2014); (g) imagem de BEI de lâmina delgada de cloritito (aumento de 550x), mostrando zircões associados a veios de composição monazítica (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (h) imagem de BEI (aumento de 750x) da mesma lâmina delgada da figura 21g, mostrando zircão associado à ilmenita (modificado de Ramos *et al.*, submetido). Abreviações: Chl = clorita; Chr = cromita; Ilm = ilmenita; Mnz = monazita; Srp = serpentina; Tlc = talco; Tr = tremolita; Zrn = zircão.

Os clorititos macroscopicamente apresentam, quando não alterados, coloração verde escura a cinza esverdeada, e coloração alaranjada quando alterados, sendo compostos por massas de clorita fibrosas e lamelares, com granulação fina a média e estrutura maciça. Ao microscópio apresentam mineralogia composta por aproximadamente 95 % de clinocloro e o restante de serpentina, tremolita, ilmenita (localmente haggertyita), zircão, monazita e xenotima. O clinocloro apresenta granulação muito fina a grossa, formando textura decussada. Localmente a clorita é rica em Cr, assumindo a composição da kämmererita (possivelmente o resultado de cloritas crescendo a expensas de cromitas, como observado nas texturas em esponja das cromitas encontradas nos serpentina-talco xistos, anteriormente mencionados; Ramos *et al.*, 2017c). A serpentina e a tremolita formam localmente cumulos amorfos de granulação fina entre cristais de clinocloro. Localmente a tremolita está inclusa em cristais de clinocloro. A ilmenita e a monazita apresentam granulação muito fina a fina, com cristais predominantemente subédricos. Localmente apresentam texturas de dissolução e reprecipitação, sugerindo reações metassomáticas (Ramos *et al.*, submetido). Os zircões estão associados a essas zonas de reações, encontrando-se inclusos e/ou nas bordas de grãos de ilmenita e também junto a cristais (e microveios) de monazita (Ramos *et al.*, submetido) (figuras 21g e 21h).

3.3.2.1.1 Geoquímica (rocha total e mineral)

A partir da geoquímica de rocha total dos metaultramafitos (Ramos & Koester, 2015) foram sugeridos protólitos peridotíticos (*e.g.* Coleman, 1977; Wilson, 1989), baseado em suas concentrações e razões de elementos maiores e traço (*e.g.* Cr/Ni, Zr/Cr; figuras 22a e 22b). A partir dos padrões de distribuição dos REE (figuras 22c e 22d) (*e.g.* D'Orazio *et al.*, 2004; Spandler *et al.*, 2008; De Hoog *et al.*, 2009) foi sugerido que esses peridotitos foram serpentinizados em ambiente

oceânico. Após o evento de serpentinização, os serpentinitos foram então metassomatizados em ambiente continental (sugerido pela presença de zircão e ilmenita nos clorititos – ver figuras 21g e 21h –, além do enriquecimento em REE observado em todos metaultramafitos) onde foram geradas zonas de talcificação, tremolitização e cloritização em condições de fácies xisto verde a anfibolito inferior (Ramos & Koester, 2015), dando origem às rochas anteriormente descritas.

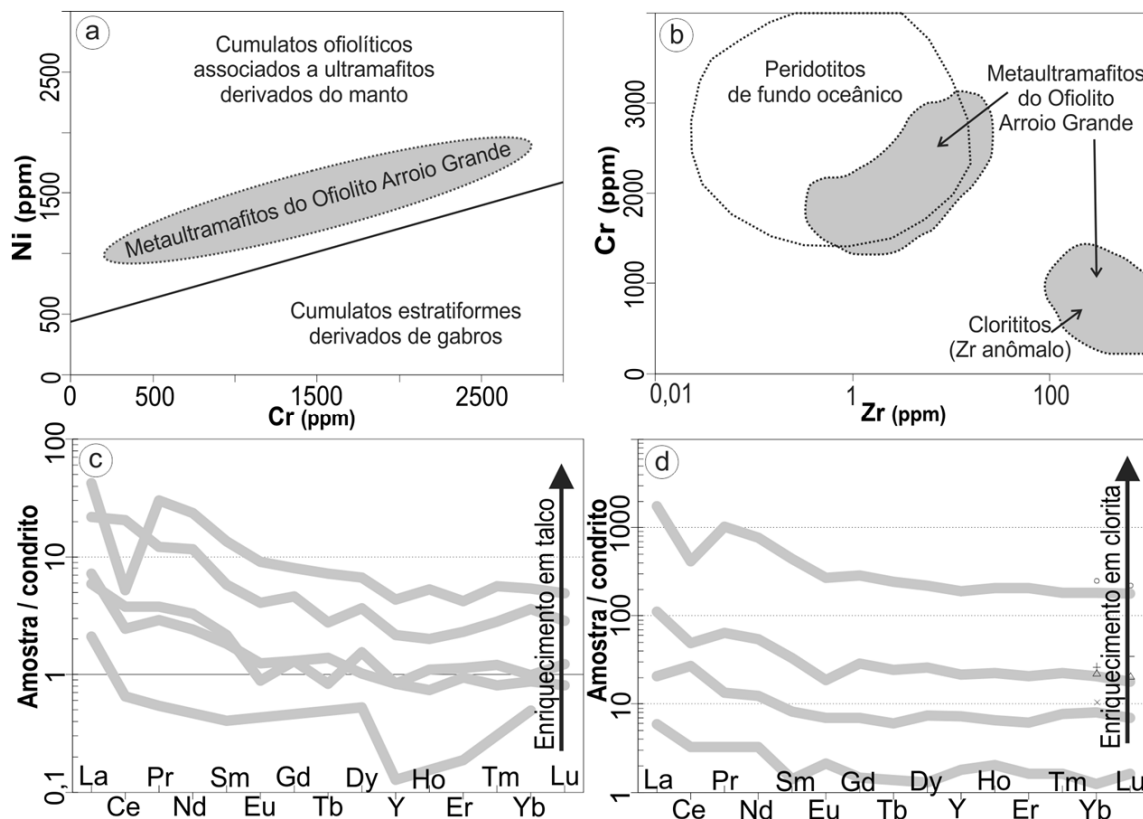


Figura 22. Diagramas litogeoquímicos para os metaultramafitos do Ofiolito Arroio Grande (modificado de Ramos & Koester, 2015) – (a) diagrama discriminante tectônico Cr *versus* Ni, modificado de Floyd *et al.* (2000); (b) diagrama discriminante tectônico Zr *versus* Cr, modificado de Spandler *et al.* (2008); (c) e (d) aranhograma de REE + Y normalizado ao condrito (McDonough & Sun, 1995), respectivamente, para as rochas ricas em talco e para as ricas em clorita do Ofiolito Arroio Grande.

A partir da química mineral das cromitas dos serpentina-talco xistos (Ramos *et al.*, 2017c) foram sugeridos para essas rochas, a partir da concentração de elementos maiores e traço (e.g. Cr, Al, Ti; figuras 23a e 23b), protólitos harzburgíticos derivados de fonte magmática mantélica depletada com altas taxas de fusão parcial (e.g. Crawford *et al.*, 1989; Arai, 1994). Essas concentrações sugerem, também, um ambiente de SSZ para a cristalização desses protólitos (figura 23c), os quais foram posteriormente metassomatizados (e.g. Garuti *et al.*,

2007; Johan & Ohnenstetter, 2010; Teixeira *et al.*, 2012) e por fim reequilibrados em condições de fácies xisto verde (e.g. Portella *et al.*, 2016) (figura 23d).

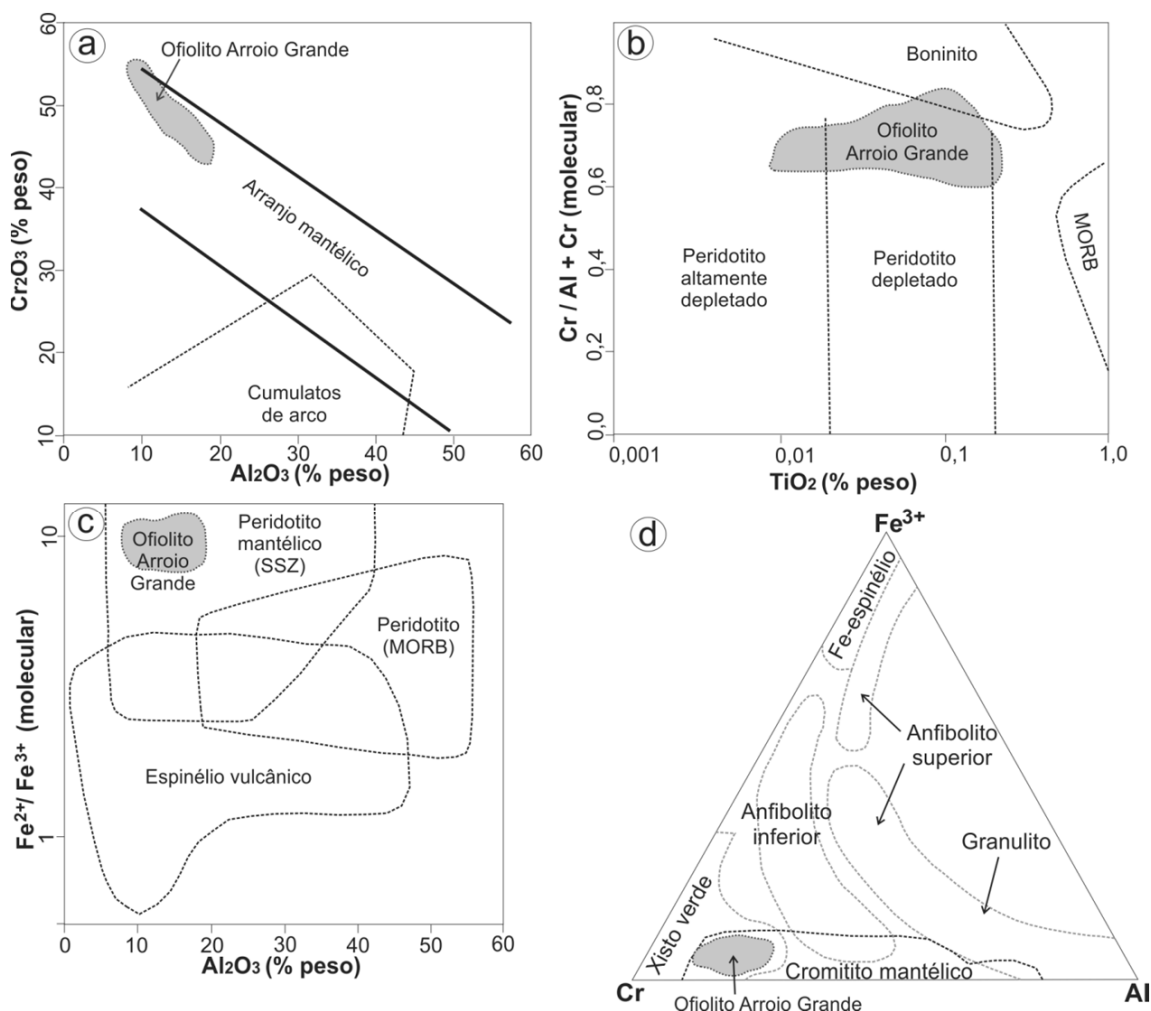


Figura 23. Diagramas discriminantes para espinélios – (a) Al_2O_3 versus Cr_2O_3 , modificado de Franz & Wirth (2000); (b) TiO_2 versus $\text{Cr}\#$ ($\text{Cr} / \text{Al} + \text{Cr}$ molecular) (modificado de Azer, 2014); (c) Al_2O_3 versus razão molecular $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (modificado de Kamenetsky *et al.*, 2001); (d) diagrama ternário $\text{Cr}-\text{Al}-\text{Fe}^{3+}$ (molecular) (modificado de Evans & Frost, 1975, Suita & Strieder, 1996 e Barnes & Roeder, 2001; campo do cromitito mantélico de Arai & Yurimoto, 1994).

3.3.2.1.2 Geoquímica isotópica e geocronologia

O estudo de geoquímica isotópica baseado no sistema Rb-Sr apresentado em Ramos *et al.* (submetido) demonstra a similaridade da concentração desses elementos, nos metaultramafitos (Rb entre 2 e 3 ppm, Sr entre 8 e 11 ppm), com a média da composição das rochas ultramáficas ígneas (Rb 0,2 ppm, Sr 1,0 ppm; Faure & Mensing, 2005). As suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (as quais foram recalculadas para 630 Ma, sendo essa a idade assumida por Will *et al.*, 2014, para o estudo isotópico

realizado em rochas do Complexo La Tuna; ver discussão no capítulo 4), entretanto, são maiores (entre 0,7071 e 0,7152) do que as esperadas para rochas derivadas do manto (entre 0,702 e 0,704; Faure & Mensing, 2005). Isso demonstra a complexidade dessas rochas, que experimentaram pelo menos dois eventos metamórficos envolvendo interações fluido/rocha: (i) a serpentinização total dos protólitos harzburgíticos oceânicos e (ii) o metassomatismo do serpentinito oceânico resultante, com a geração das zonas metassomáticas anteriormente mencionadas.

Os serpentinitos gerados no tempo atual apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similares às da água oceânica (entre ca. 0,7091 e 0,7102) (e.g. Vils *et al.*, 2009; Harvey *et al.*, 2014), demonstrando a significância das interações água/peridotito na gênese dos serpentinitos oceânicos, uma vez que os valores mantélicos esperados são obliterados e superimpostos pelo da água oceânica nesse cenário. Assumindo que o mesmo processo ocorreu em paleo-oceanos, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos serpentinitos neoproterozoicos poderiam representar aquelas da água paleo-oceânica. Supondo que o metassomatismo de Si, responsável pela talcificação dos serpentinitos, não afetou significativamente a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dessas rochas (como, por exemplo, em Harvey *et al.*, 2014), é possível sugerir que o protólito dos serpentina-talco xistos do Ofiolito Arroio Grande podem ter retido a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água paleo-oceânica durante o evento de serpentinização, estimado em ca. 650 Ma, quando o valor de 0,707 é plotado na curva isotópica de Sr para a água do mar de Halverson & Théou-Hubert (2014) (Ramos *et al.*, submetido) (figura 24).

O cloritito, interpretado como uma zona de reação do tipo *blackwall* (Ramos & Koester, 2015), apresenta a maior razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ (0,7152). Essa litologia possivelmente é o resultado do metassomatismo entre os serpentinitos pretéritos e rochas quimicamente contrastantes. Embora não seja possível determinar qual rocha está atualmente em contato com o cloritito (com exceção dos metaultramafitos em contato gradacional; ver figura 21b) devido à sua pobre exposição, esse metassomatismo está possivelmente relacionado (i) à Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande, uma vez que os clorititos (e todos metaultramafitos da porção sul do Complexo Arroio Grande) são afetados por essa faixa tectonizada, (ii) e/ou por fluidos relacionados ao alojamento do Granito Três Figueiras (Ramos *et al.*, submetido).

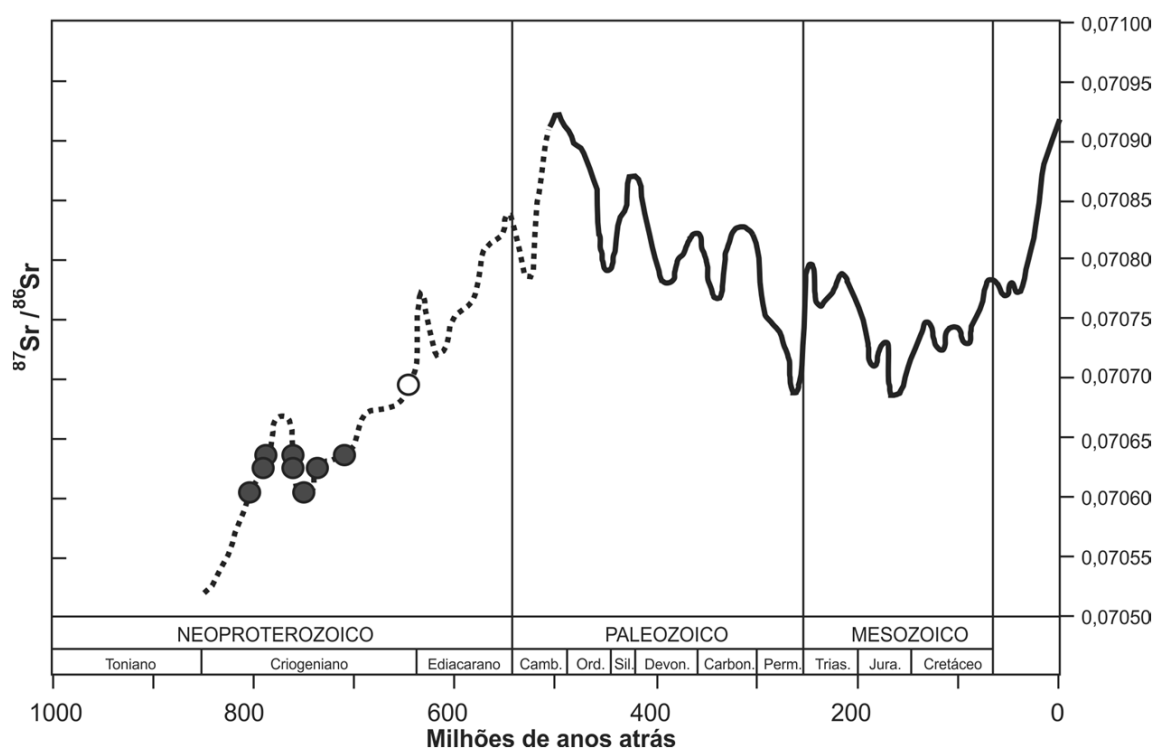


Figura 24. Curva isotópica de Sr para a água do mar (modificada de Halverson & Théou-Hubert, 2014). Amostras do Ofiolito Arroio Grande: círculo branco = serpentina-talco xisto (Ramos *et al.*, submetido); círculo preto = Mármore Matarazzo (dados de Neis, 2017) (ver discussão sobre razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desses mármore na seção 3.3.2.3).

Algumas evidências fortalecem a última hipótese mencionada. Os turmalinitos e muscovititos anteriormente mencionados na seção 3.3.1, os quais são possivelmente relacionados ao Granito Três Figueiras, são encontrados nas proximidades dos afloramentos de cloritito. Quando o padrão de elementos traço dos clorititos e dos turmalinitos são comparados (figura 25), as similaridades reforçam a hipótese. Além disso, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ do cloritito (0,7152) é próxima à do Granito Três Figueiras (0,7139) (Ramos *et al.*, submetido).

Em Ramos *et al.* (submetido) foi apresentado o estudo geocronológico do cloritito a partir do método U-Pb SHRIMP (microsonda iônica sensível de alta resolução) em zircões. As 12 idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas, uma para cada cristal de zircão, apresentaram uma grande variação: 1985, 1514, 1322, 1215, 1053, 1027, 945, 797, 715, 667, 622 e 585 Ma. À primeira vista esse espalhamento parece inconclusivo, porém, quando analisado em conjunto com as texturas observadas em lâmina delgada (e.g. figuras 21g, 21h, 26b e 26c), algumas observações importantes podem ser feitas. Assim, é possível identificar no cloritito pelo menos dois grupos

distintos de zircões: (i) os associados a xenocristais de monazita e (ii) os associados a xenocristais de ilmenita.

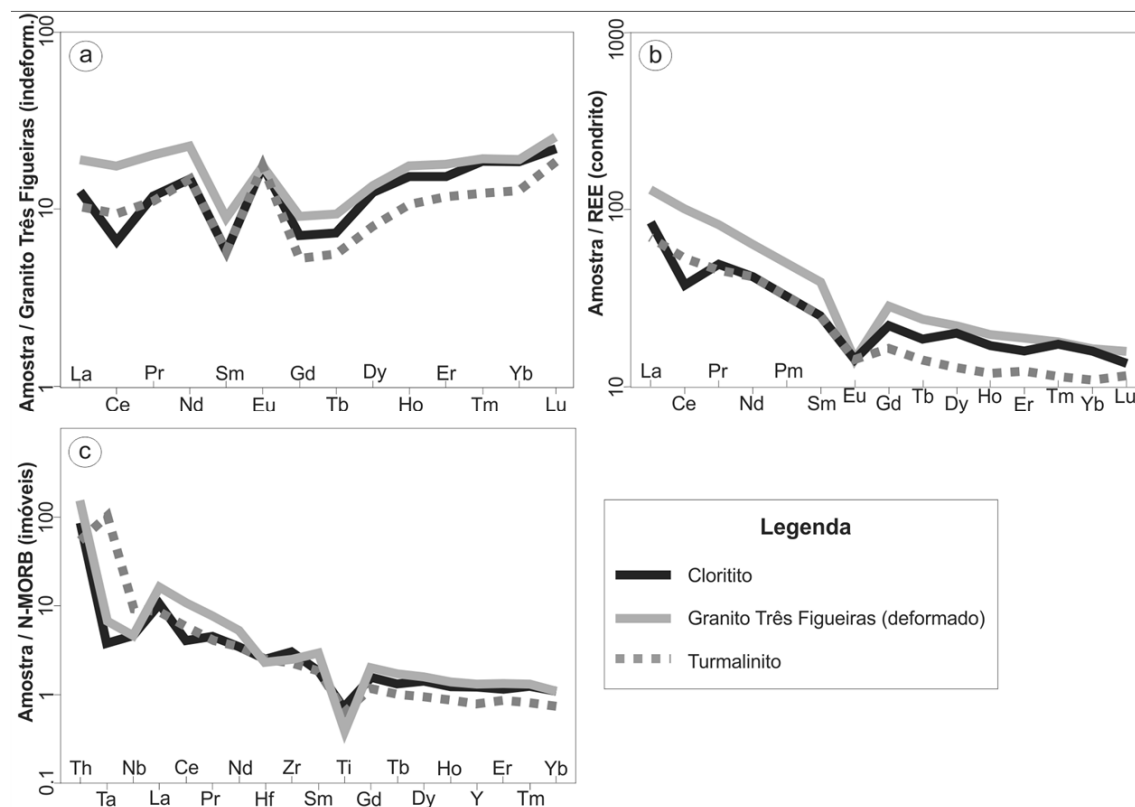


Figura 25. Diagramas de elementos traço normalizados: (a) REE de porção indeformada do Granito Três Figueiras (amostra PF73 de Klein *et al.*, submetido), o qual engloba xenólitos de metagabro do Ofiolito Arroio Grande; (b) REE do condrito de Boynton (1984); e (c) N-MORB (imóveis) de Sun & McDonough (1989). Dados geoquímicos de Ramos & Koester (2015) para o clorito, Klein *et al.* (submetido) para o Granito Três Figueiras e Ramos *et al.* (2015) para o turmalinito.

O grupo associado com monazitas está intimamente relacionado a microveios preenchidos com material de composição monazítica, formados a expensas de cristais pretéritos de monazitas por reações metassomáticas de dissolução e reprecipitação (figuras 21g e 26b). Esses cristais pretéritos foram interpretados como tendo origem ígnea, devido a sua forma euédrica a subédrica e composição (concentração de ThO_2 é maior nesses cristais do que nos microveios; e.g. Schandl & Gorton, 2004; Catlos, 2013). Conforme Ramos *et al.* (submetido), esses cristais podem ter sido herdados do Granito Três Figueiras, o qual é rico em monazitas, cuja composição química (Tickyj *et al.*, 2004) é similar a dos cristais encontrados no clorito. Assim sendo, as idades de 620 Ma e de 585 Ma obtidas no clorito, as quais estão dentro do espectro de idades do Granito Três Figueiras (ca.

615 a 570 Ma; Tickyj *et al.*, 2004, e Klein *et al.*, submetido), podem representar o evento metassomático/hidrotermal relacionado ao alojamento do referido granito.

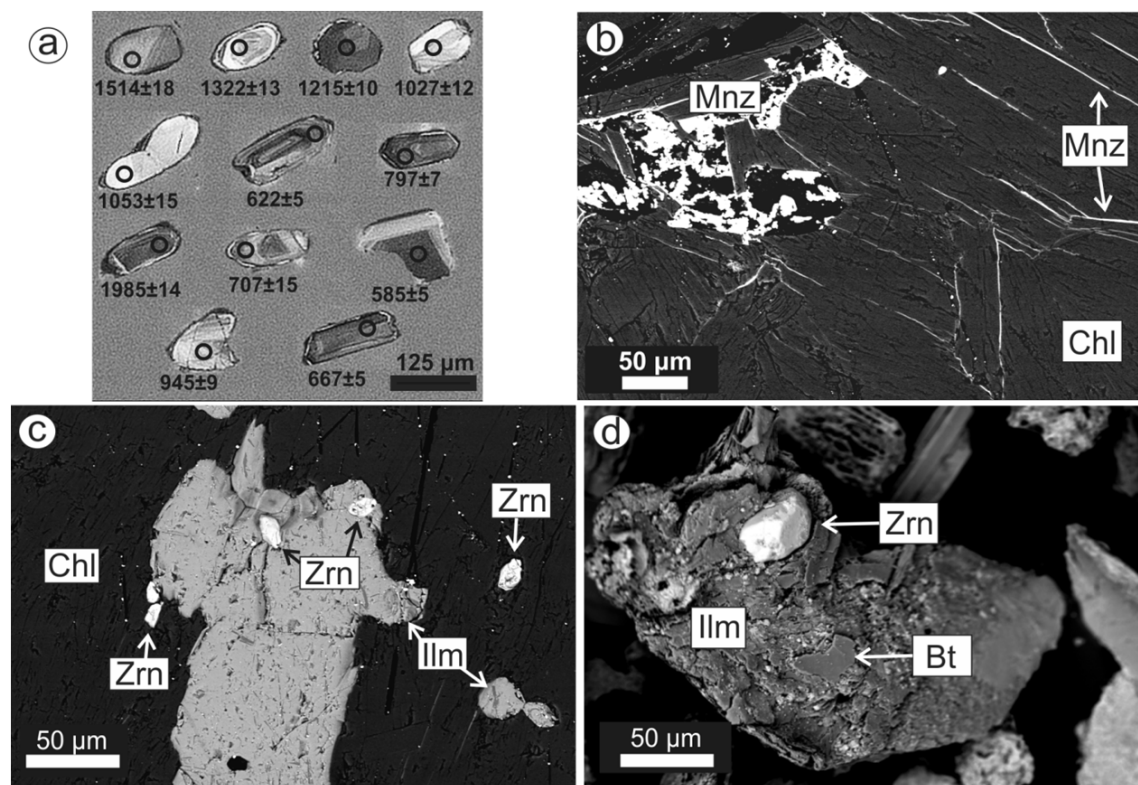


Figura 26. Imagens de microscopia eletrônica de varredura dos zircões do cloritito do Ofiolito Arroio Grande (modificadas de Ramos *et al.*, submetido) – (a) imagem de catodoluminescência dos zircões datados pelo método U-Pb SHRIMP (*mount*); (b) imagem BEI mostrando texturas que sugerem dissolução de cristais de monazita e posterior reprecipitação, a qual preencheu interstícios entre os cristais de clorita (lâmina delgada, aumento de 350x); (c) imagem BEI mostrando zircões associados a cristais maiores de ilmenita (lâmina delgada, aumento de 370x); (d) imagem BEI mostrando grãos detríticos do xisto siliciclástico que circunda os afloramentos de metaultramafitos. Detalhe para o zircão incluído em uma ilmenita (grãos não polidos).

Os zircões associados às ilmenitas são encontrados como inclusões, ou nas proximidades de grandes cristais de ilmenita (figuras 21h e 26c). Essa associação foi interpretada como tendo uma origem detrítica, uma vez que essa mesma característica é observada no xisto metassiliciclástico que circunda os corpos metaultramáficos que contém clorititos (figura 26d). Uma origem detrítica para esses zircões poderia explicar a dispersão encontrada nas idades U-Pb do cloritito as quais são, de fato, similares às idades encontradas nas unidades metassiliciclásticas do Complexo Arroio Grande (e.g., as metagrauvacas, cujas idades dos zircões detríticos variam de 2300 a 600 Ma; Beloni *et al.*, 2016) (Ramos *et al.*, submetido) (ver seção 3.3.1).

A partir dessas relações, a hipótese de que o cloritito representa uma zona de reação do tipo *blackwall* pode ser sugerida. Essa zona de reação possivelmente é o resultado da interação entre o serpentinito pretérito e as rochas metassilicilásticas circundantes, juntamente com fluidos hidrotermais relacionados ao alojamento, sincinemático à Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande, do Granito Três Figueiras. Essa origem híbrida explicaria a discordância de idades observada na população de zircões do cloritito: idades de 2000 a 660 Ma estariam relacionadas ao xisto metassilicilástico, enquanto as idades de 620 e 585 Ma estariam relacionadas ao Granito Três Figueiras (Ramos *et al.*, submetido).

3.3.2.2 Metamafitos

Os metamafitos são representados por anfibolitos, metagabros e metadioritos. Nesta seção não serão descritos aqueles que estão associados aos Mármore Matarazzo, sendo posteriormente discutidos na seção 3.3.2.3.1.

Os anfibolitos afloram como corpos centimétricos a decamétricos, constituindo corpos alongados segundo a direção NE-SW, cujo mergulho principal da foliação é de 60° para SE (em média). Encontram-se em contato tectônico com rochas da Unidade Metassilicilástica do Complexo Arroio Grande e também com metaultramafitos do Ofiolito Arroio Grande. São encontrados, ainda, como xenólitos centimétricos a métricos, tendo como encaixantes o Granito Três Figueiras e também granitoides da Suíte Pinheiro Machado. Os metagabros e metadioritos também são encontrados como xenólitos centimétricos a métricos nesses últimos granitoides (figura 27a) (Ramos & Koester, 2014 e 2015).

Macroscopicamente os anfibolitos apresentam coloração verde escura quando não alterados, e verde clara quando alterados. Em geral, são equigranulares finos a médios, sendo possível identificar minerais prismáticos milimétricos de cor verde escura a preta formando textura nematoblástica, além de bandas félsicas milimétricas, irregulares e descontínuas, constituídas por plagioclásio e quartzo (localmente alguns anfibolitos apresentam estrutura maciça). A foliação é marcada pelos anfibólios prismáticos alongados segundo as direções NE-SW e E-W (Zona de Cisalhamento Arroio Grande), cuja lineação de estiramento, e também mineral, é sub-horizontal (figura 27b). Frequentemente ocorrem dobras e microdobras nas exposições de anfibolito.

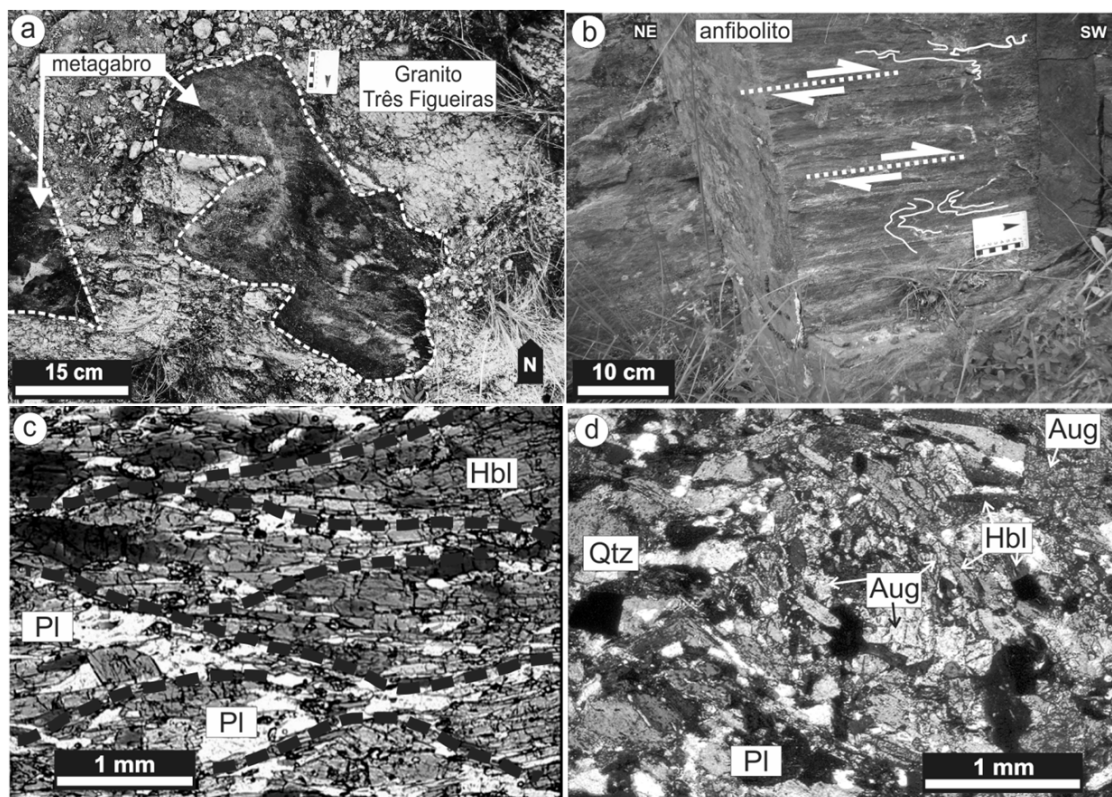


Figura 27. Metamafitos do Ofiolito Arroio Grande – (a) xenólitos de metagabro encaixados no Granito Três Figueiras (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (b) deformação milonítica em afloramento de anfibolito (linha pontilhada indica a lineação mineral (e de estiramento) sub-horizontal, marcada pelas hornblendas; curvas brancas deformadas indicam dobras) (modificado de Ramos *et al.*, submetido); (c) fotomicrografia de lâmina delgada de anfibolito (luz polarizada, aumento de 2,5x) mostrando foliações S-C geradas pela Zona de Cisalhamento Arroio Grande (modificado de Ramos & Koester, 2014); (d) fotomicrografia de lâmina delgada de metagabro (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) mostrando hornblendas crescendo a expensas de augita. Abreviações: Aug = augita; Hbl = hornblenda; PI = plagioclásio; Qtz = quartzo.

Ao microscópio é possível identificar mineralogia principal composta por hornblenda verde (30 a 60 %), plagioclásio (20 a 40 %), epidoto (5 a 20 %), quartzo (5 a 10 %), subordinadamente contendo biotita, clorita, apatita e titanita. Todos os minerais apresentam granulação fina a média, com cristais anédricos a subédricos, sendo comuns microestruturas de deformação dúctil (*e.g.* hornblenda *fish*, quartzo e plagioclásio com extinção ondulante). Nos anfibolitos com bandamento é possível verificar que as bandas máficas são constituídas por cristais de hornblenda e epidoto associados, com contatos interlobados entre si. A quantidade de biotita e clorita é proporcional à alteração das amostras. A titanita ocorre disseminada. Identificam-se localmente foliações C-S com cinemática destrógiro (figura 27c). A paragênese indica condições metamórficas de fácies epidoto-anfibolito a anfibolito (Ramos & Koester, 2014 e 2015).

Os metagabros e metadioritos macroscopicamente apresentam coloração verde escura a preta e granulação média a grossa. Com o auxílio de lupa de mão é possível identificar cristais milimétricos prismáticos de coloração verde escura (hornblenda e/ou augita nos metagabros) e cristais milimétricos esbranquiçados (plagioclásio). Geralmente há presença de cristais cúbicos milimétricos de pirita disseminados pela rocha. Ambas as litologias apresentam em geral bandamento milimétrico, irregular e descontínuo, com bandas félsicas intercaladas a bandas máficas marcadas por cristais alongados de hornblenda (e/ou augita nos metagabros), sendo possível identificar a olho nu textura nematoblástica. Nos tipos maciços a textura é equigranular fina a média. Ao microscópio se identifica mineralogia composta por hornblenda marrom e verde (de 40 a 50 %), augita (cerca de 30 %), plagioclásio (até 30 %), quartzo (5 a 10 %), além de clorita, biotita, pirita e calcopirita, essas últimas disseminadas. O quartzo é anédrico, com granulação fina a média. A augita apresenta em geral cristais subédricos e granulação fina a média. A hornblenda tem granulação fina e cristais anédricos a subédricos. Os cristais de augita geralmente estão fragmentados e a hornblenda parece crescer a partir destes (figura 27d). Nos tipos foliados, a foliação é marcada pela orientação de cristais de hornblenda alongados longitudinalmente. A paragênese de ambos indica condições de fácies anfibolito (Ramos & Koester, 2015).

3.3.2.2.1 Geoquímica (rocha total)

A partir da geoquímica de rocha total (Ramos & Koester, 2015) foram constatadas composições compatíveis com basaltos/gabros oceânicos (e.g. Coleman, 1977; Metcalf & Shervais, 2008) para os protólitos dos metamafitos, baseado em suas concentrações de elementos maiores e traço. As concentrações desses elementos são também compatíveis com a composição dos basaltos de retroarco modernos (Ramos *et al.*, 2017a) (ver tabela 7).

As concentrações de elementos traço e REE indicam afinidade toleítica oceânica (e.g. Floyd & Winchester, 1975), com composições que variam de MORB a IAT (e.g. Wood *et al.*, 1981; Pearce *et al.*, 1984; Dilek *et al.*, 2007), compatível com toleitos gerados em ambiente de SSZ (e.g. Hawkins, 2003) (figuras 28a a 28e). Razões de elementos traço (e.g. Nb/Yb e Th/Yb) e padrões de REE (figura 28f) fortalecem a hipótese de um ambiente de SSZ para a geração dos protólitos

(possivelmente na região de retroarco; figuras 28a, 28b, 28c e 28f), sugerindo, ainda, uma fonte magmática mantélica contaminada por fluidos da placa subductante (sobreposição de elementos derivados da placa – elementos litófilos de grande raio iônico – em relação aos da cunha mantélica – elementos de elevado potencial iônico) e também por material detrítico crustal (e.g. Marini *et al.*, 2005; Godard *et al.*, 2006; Metcalf & Shervais, 2008) (figuras 28d e 28e) (Ramos & Koester, 2015).

Tabela 7. Média da composição química (rocha total) dos metamafitos do Ofiolito Arroio Grande (dados de Ramos & Koester, 2015), dos Metamafitos Matarazzo (dados de Ramos *et al.*, 2017a) e dos basaltos de retroarco modernos (dados de Gale *et al.*, 2013).

	Metamafitos do Ofiolito Arroio Grande	Metamafitos Matarazzo	Basaltos de retroarco modernos
% em peso de óxidos			
SiO₂	49,44	49,42	51,67
Al₂O₃	15,26	15,85	15,17
FeO_{total}	9,35	8,36	9,88
MgO	7,20	8,47	6,68
MnO	0,17	0,12	0,19
CaO	9,09	9,07	10,85
Na₂O	2,26	1,56	2,82
K₂O	1,53	1,56	0,24
TiO₂	1,20	1,05	1,37
P₂O₅	0,15	0,18	0,18
Partes por milhão			
V	228	205	285
Cr	364	346	189
Ni	134	140	76

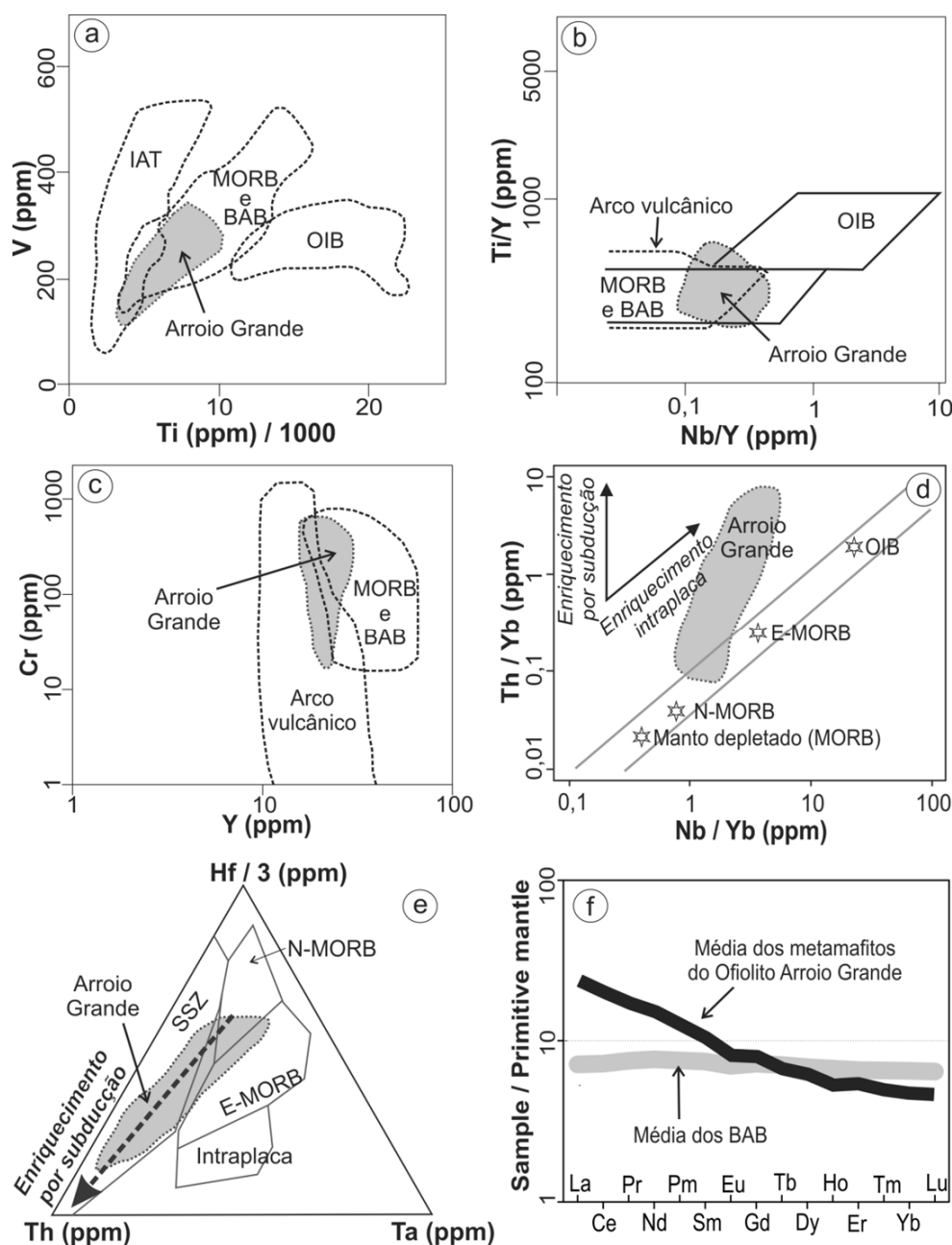


Figura 28. Diagramas litogeoquímicos para os metamafitos do Ofiolito Arroio Grande (modificado de Ramos *et al.*, 2017c) – (a) diagrama discriminante tectônico Ti versus V (modificado de Pearce, 1982); (b) diagrama discriminante tectônico Nb/Y versus Ti/Y (modificado de Pearce, 1982); (c) diagrama discriminante Y versus Cr (modificado de Pearce, 1982); (d) diagrama discriminante Nb/Yb versus Th/Yb (modificado de Pearce & Peate, 1995); (e) diagrama discriminante ternário Th-Ta-Hf (modificado de Wood *et al.*, 1981); (f) aranhograma de REE normalizado ao manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

3.3.2.2 Geoquímica isotópica

O estudo de geoquímica isotópica baseado no sistema Rb-Sr apresentado em Ramos *et al.* (submetido) demonstra que a concentração desses elementos, nos

metagabros (Rb entre 31 e 56 ppm, Sr entre 480 e 558 ppm), é similar à média das rochas basálticas (Rb 30 ppm, Sr 465 ppm; Faure & Mensing, 2005). As concentrações desses elementos no anfibolito são menores (Rb 3 ppm e Sr 136 ppm), porém, similares à média dos MORB (Rb 2 ppm e Sr 120 ppm; Rollinson, 1993).

Para os protólitos dos anfibolitos as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ (0,7036) sugerem uma fonte magmática MORB enriquecida (e.g. Saunders *et al.*, 1980; Rollinson, 1993). Para os protólitos dos metagabros os valores entre 0,7059-0,7070 sugerem uma fonte compatível com arcos vulcânicos, com possível contaminação crustal (e.g. Bulle *et al.*, 2010; Bröcker *et al.*, 2014) (Ramos *et al.*, submetido). Essa característica transicional sugere uma origem em ambiente de SSZ para todos os protólitos, uma vez que as composições variam de MORB a arco vulcânico, corroborando as hipóteses levantadas a partir da geoquímica de rocha total, mencionadas na seção anterior.

3.3.2.3 Os Mármore Matarazzo

Os Mármore Matarazzo compõem o extremo norte do Ofiolito Arroio Grande (Ramos & Koester, 2015). Essas rochas constituem lentes com aproximadamente 300-700 m de comprimento por 100-250 m de largura, alongadas segundo estruturas regionais NE-SW (figura 18a) e foliação com mergulho principal de 65° para SE. Os mármore são cortados por diques de rochas (meta) máficas, as quais serão descritas na seção 3.3.2.3.1. Além dos diques máficos, são encontrados fragmentos angulosos e/ou boudinados de composição anfibolítica e biotítica.

Macroscopicamente os mármore apresentam, em geral, coloração branca quando são e cinza quando alterados. A olho nu é possível identificar textura granoblástica poligonal média a grossa, marcada por cristais de calcita. Pode-se observar, em todas as exposições, bandamentos milimétricos a centimétricos (figura 29a), irregulares e descontínuos, marcados por intercalações de bandas félsicas (constituídas por calcita e minerais máficos subordinados) e máficas (constituídas por minerais máficos e calcita subordinada, essa última com granulação fina). Próximo aos diques máficos são observadas estruturas de fluxo (figura 29b) que sugerem fusão do mármore ocasionada pela intrusão dos referidos diques (Gerhard, 2015).

No contato dos mármore com as rochas máficas são frequentes as reações metassomáticas, onde são gerados escarnitos que envelopam os fragmentos anfibolíticos, também marcando o contato com os diques máficos (figura 29c). Esses escarnitos formam bandas de segregação mineral de coloração verde, composta predominantemente por diopsídio, e de coloração vermelha escura, composta majoritariamente por titanita e granada. Na interface escarnito/mármore a calcita apresenta granulação grossa. Ainda, ocorrem quartzo sienitos de coloração rosada e granulação média a grossa, gerados pelas fusões e reações metassomáticas entre diques de composição diorítica e os mármore (Gerhard, 2015).

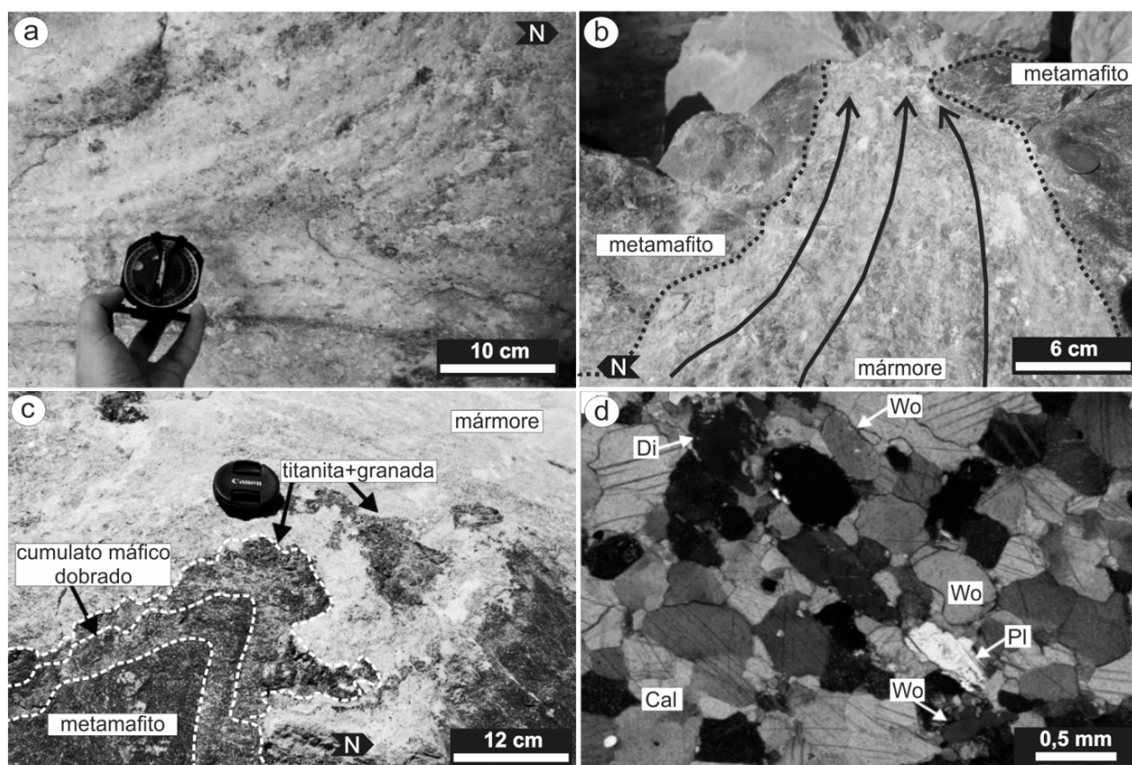


Figura 29. Aspectos petrográficos gerais dos Mármore Matarazzo (modificado de Gerhard, 2015) – (a) bandamento característico dos mármore; (b) estruturas de fluxo encontradas na interface mármore/metamafito; (c) reações metassomáticas frequentemente encontradas na interface mármore/anfibolitos; (d) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 5x) mostrando a textura principal dos mármore, nas regiões distantes das zonas de reação. Abreviações: Cal = calcita; Di = diopsídio; Pl = plagioclásio; Wo = wollastonita.

Ao microscópio se identifica mineralogia principal constituída por calcita (até 70 %), e em algumas exposições se observam principalmente diopsídios e wollastonitas (ambos até 15 %), além de titanitas e opacos (ambos de 5 a 10 %) (figura 29d). Próximo às rochas (meta) máficas é comum a presença de plagioclásio, quartzo, apatita, biotita, flogopita, antofilita, dolomita, titanita, pirita e grossulária.

Plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo são abundantes próximos à interface mármore/quartzo sienito (Gerhard, 2015).

A calcita apresenta granulação média a grossa, grãos anédricos a subédricos, textura geral granoblástica poligonal. A presença de maclas é comum, as quais se encontram frequentemente curvadas, evidenciando deformação plástica. O diopsídio e a wollastonita são xenoblásticos, apresentando granulação fina a média com cristais anédricos, geralmente arredondados, encontrados preferencialmente nas bandas máficas, mas também disseminados pelo mármore, com contatos interlobados com os cristais adjacentes. A titanita apresenta em geral granulação fina a média, cristais euédricos a subédricos, disseminada pela rocha. Nas zonas de reações metassomáticas ou em suas adjacências, as titanitas atingem até 2 cm de comprimento (Gerhard, 2015).

Próximos aos metamafitos o quartzo, o plagioclásio e a pirita são xenoblásticos, apresentando granulação fina a média. O quartzo, em geral, tem contato interlobado com as calcitas adjacentes, apresentando extinção ondulante. O plagioclásio apresenta contatos retos com as calcitas adjacentes e é encontrado em maior abundância nas bandas máficas, assim como as piritas (Gerhard, 2015).

A partir da geoquímica de rocha total (elementos maiores) os mármore apresentam composição predominantemente calcítica (ca. 52 % CaO, 0,5 % MgO) e podem ser classificados como calcíticos puros e também calcissilicáticos, quando levados em consideração os seus teores de SiO₂ (entre 4 e 9 %) (Neis, 2017; Neis *et al.*, submetido). Teores e razões de elementos traços (e.g. teores de MnO e Sr, razões Mn/Sr e Sr/Ca), sugerem que a deposição do carbonato que deu origem aos protólitos dos Mármore Matarazzo não sofreram alterações químicas posteriores durante, por exemplo, diagênese e/ou metamorfismo (e.g. Kaufman *et al.*, 1992; Denison *et al.*, 1994; Jacobsen & Kaufman, 1999), preservando a composição mais próxima à do carbonato original (Neis, 2017; Neis *et al.*, submetido).

Uma vez que a geoquímica de rocha total não aponta modificações químicas posteriores à deposição do carbonato, é possível estimar a sua idade deposicional a partir das razões isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr apresentadas em Neis (2017) e Neis *et al.* (submetido), que obtiveram valores entre 0,7060 e 0,7063. Quando plotados na curva isotópica de Sr para a água do mar (Halverson & Théou-Hubert, 2014), esses valores indicam idades deposicionais entre 800 e 700 Ma (figura 24).

3.3.2.3.1 Rochas associadas aos Mármore Matarazzo

Nos Mármore Matarazzo ocorrem rochas (meta) máficas, representadas por fragmentos, em geral angulosos, de anfibolitos, diques de metadiabásio, lentes de biotita xisto e diques tonalíticos-dioríticos. As três primeiras unidades formam os denominados Metamafitos Matarazzo (Ramos *et al.*, 2017a), sendo a última associada ao magmatismo inicial da Suíte Pinheiro Machado (Gerhard, 2015). Nessa seção são incluídos, ainda, os quartzo sienitos gerados a partir da intrusão dos tonalitos e dioritos nos mármore.

3.3.2.3.1.1 Os Metamafitos Matarazzo

Presentes nas exposições de mármore, os fragmentos de anfibolitos formam corpos centimétricos a métricos predominantemente angulosos e/ou boudinados (figura 30a), de coloração verde escura a preta quando são, e avermelhados quando alterados, com textura equigranular fina a média. Esses fragmentos não apresentam orientação preferencial. Frequentemente apresentam reações metassomáticas (escarnitos) na interface anfibolito/mármore (Gerhard, 2015) (figura 29c). Com auxílio de lupa é possível identificar anfibólios e plagioclásios, além de cristais cúbicos milimétricos de pirita.

Ao microscópio é possível identificar, em geral, textura granoblástica e uma composição mineralógica principal constituída por hornblenda marrom e verde, plagioclásio, tremolita, diopsídio e pirita como acessório (figura 30b). A hornblenda varia de muito fina a média, apresentando contatos interlobados com os plagioclásios e retos com a tremolita e o diopsídio. O plagioclásio e o diopsídio apresentam granulação fina a média, com contatos retos entre si. Nos contatos com o mármore há a diminuição da granulação dos minerais que constituem o anfibolito. Na interface anfibolito/mármore se desenvolvem zonas contendo apenas plagioclásio e diopsídio (a granulação desse último aumenta no contato com o mármore) (Gerhard, 2015) (figura 30c).

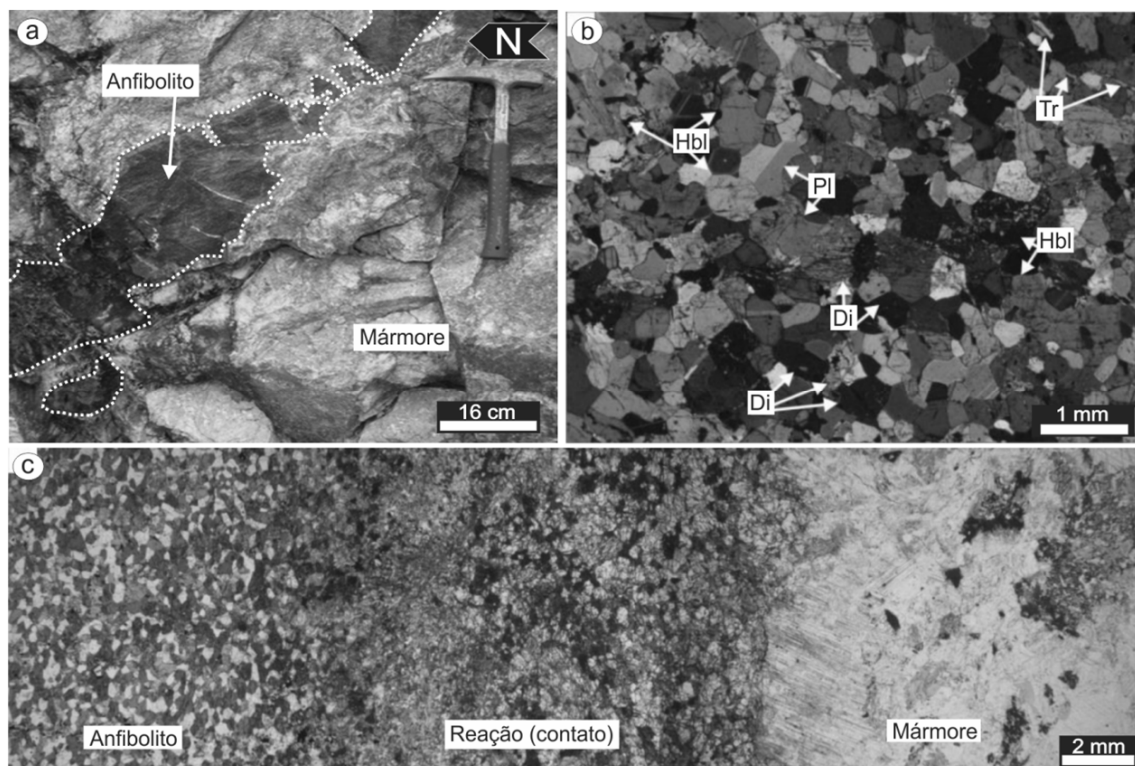


Figura 30. Aspectos petrográficos gerais dos anfibolitos – (a) fragmento de anfibolito boudinado, circundado pelo mármore (modificado de Ramos & Koester, 2015); (b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) mostrando a textura geral dos anfibolitos (modificado de Gerhard, 2015); (c) mosaico de fotomicrografias mostrando as texturas na interface anfibolito/mármore (modificado de Gerhard, 2015). Abreviações: Di = diopsídio; Hbl = hornblenda; Pl = plagioclásio; Tr = tremolita.

Os metadiabásios afloram como diques tabulares com espessura centimétrica a métrica e comprimento métrico, intrudindo os mármore (figura 31a). Macroscopicamente apresentam coloração cinza escura quando não alterados, e avermelhada quando alterados, com textura afanítica. Ao microscópio é possível identificar composição mineralógica constituída por uma matriz quartzo-anfibolítica e biotítica, com orientação preferencial marcada pelos cristais alongados longitudinalmente. A presença de porfiroblastos é comum, sendo constituídos por biotita, quartzo e pirita, deformados plasticamente (Gerhard, 2015) (figura 31b).

Os biotita xistos afloram como lentes métricas inclusas nos mármore (figura 32a). Essas rochas apresentam coloração cinza escura quando sãs, e cinza esverdeada quando alteradas, com textura equigranular fina, sendo a biotita o mineral dominante. Localmente se observam porfiroclastos milimétricos de quartzo e calcita. A xistosidade é marcada pelas palhetas de biotita alongadas longitudinalmente (Gerhard, 2015).

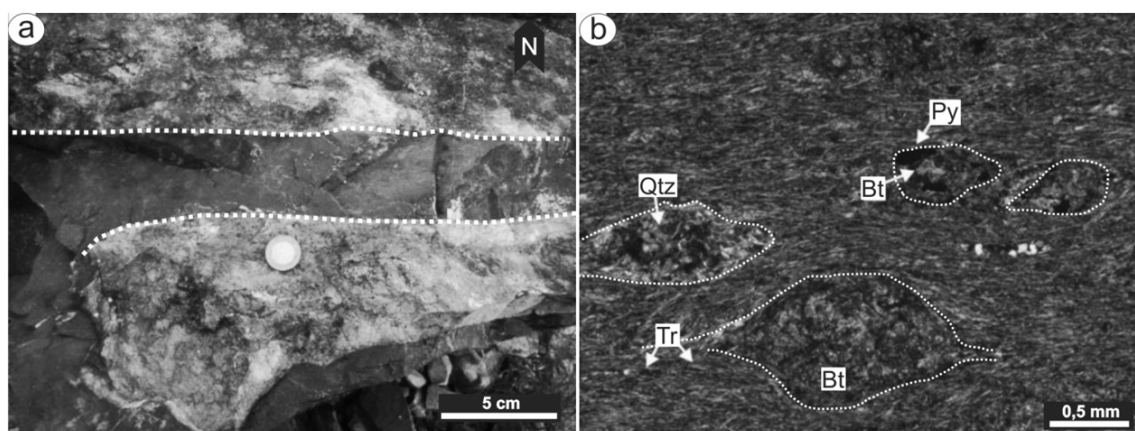


Figura 31. Aspectos petrográficos gerais dos metadiabásios (modificado de Gerhard, 2015) – (a) contatos retos entre dique de metadiabásio e mármore; (b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 5x) mostrando os porfiroblastos deformados.

Ao microscópio se verifica uma matriz composta predominantemente por biotita e, subordinadamente, quartzo e calcita. A textura dominante é lepidoblástica. Os porfiroblastos de quartzo e calcita estão rotacionados, sendo possível observar sombras de pressão assimétricas constituídas por quartzo, calcita e biotita (figura 32b). Localmente se observam clivagens de crenulação (Gerhard, 2015).

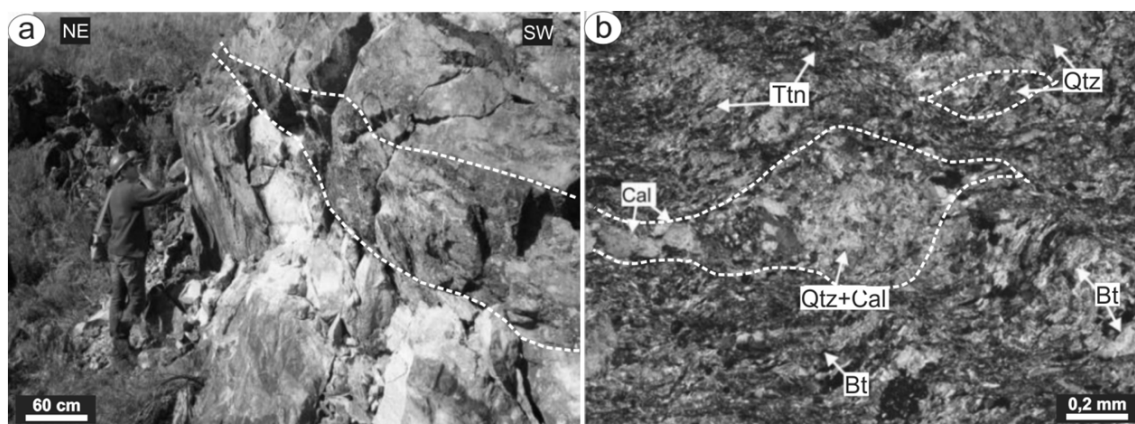


Figura 32. Aspectos petrográficos gerais dos biotita xistos (modificado de Gerhard, 2015) – (a) lente métrica de xisto envolta pelo mármore; (b) porfiroblastos de quartzo e calcita deformados em meio à matriz rica em biotita. Abreviações: Bt = biotita; Cal = calcita; Qtz = quartzo; Ttn = titanita.

Em Ramos *et al.* (2017a) foi apresentado um estudo preliminar de geoquímica de rocha total, onde os Metamafitos Matarazzo foram comparados com aqueles da porção sul do Ofiolito Arroio Grande. A partir da concentração de elementos maiores e traço foi possível verificar que esses metamafitos são quimicamente similares (ver tabela 7), apresentando composição compatível com

basaltos de retroarco. Razões de elementos traço (e.g. Cr/Y, La/Nb, Nb/Yb, Th/Yb) e padrões de REE sugerem para os Metamafitos Matarazzo um enriquecimento da fonte magmática através de contaminação por material crustal, mesma característica que foi observada nos metamafitos da porção sul do ofiolito.

3.3.2.3.1.2 Intrusões diorítico-tonalíticas e os quartzo sienitos

Os dioritos (localmente tonalitos e quartzo dioritos), segundo Gerhard *et al.* (2015) relacionados ao magmatismo inicial da Suíte Pinheiro Machado, afloram como diques de espessura métrica e comprimentos que alcançam até 30 m (figura 33a). Essas rochas apresentam coloração cinza escura (não alteradas) a preta (alteradas), textura em geral equigranular média. Os diques estão deformados plasticamente e, localmente, apresentam porções rompidas e desagregadas (figura 33b). No contato com os mármore se observam localmente reações metassomáticas com geração de escarnitos (constituídos por granada, wollastonita, diopsídio, quartzo, plagioclásio, pirita, titanita e calcita) (Gerhard, 2015) e também os quartzo sienitos que serão descritos ao longo da presente seção (figura 34).

Ao microscópio se observa composição mineralógica constituída por plagioclásio, quartzo (até 20 %), diopsídio, biotita e titanita. O plagioclásio é anédrico a subédrico, com granulação que varia de fina a média. O quartzo é anédrico, com granulação fina, apresentando contatos interlobados com os cristais adjacentes. O diopsídio, a biotita e a titanita são anédricos, com granulação fina, disseminados pela rocha, apresentando contatos retos com os cristais de plagioclásio (Gerhard, 2015).

Os quartzo sienitos, resultado do metassomatismo entre os mármore e as intrusões dioríticas acima mencionadas, ocorrem como veios centimétricos a métricos e bolsões de leucossoma, que intrudem os mármore assim como os diques (Gerhard, 2015; Gerhard *et al.*, 2015) (figura 34). Macroscopicamente apresentam coloração branca (não alterados) a acinzentada (alterados), textura em geral inequigranular, com cristais anédricos a subédricos de feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio e titanita. Nos bolsões de leucossoma há enriquecimento em minerais máficos. Nos leucossomas de diopsídio peritético se observam a olho nu os cristais de diopsídio além de feldspato alcalino, anfibólio, biotita, titanita e pirita (Gerhard, 2015; Gerhard *et al.*, 2015).

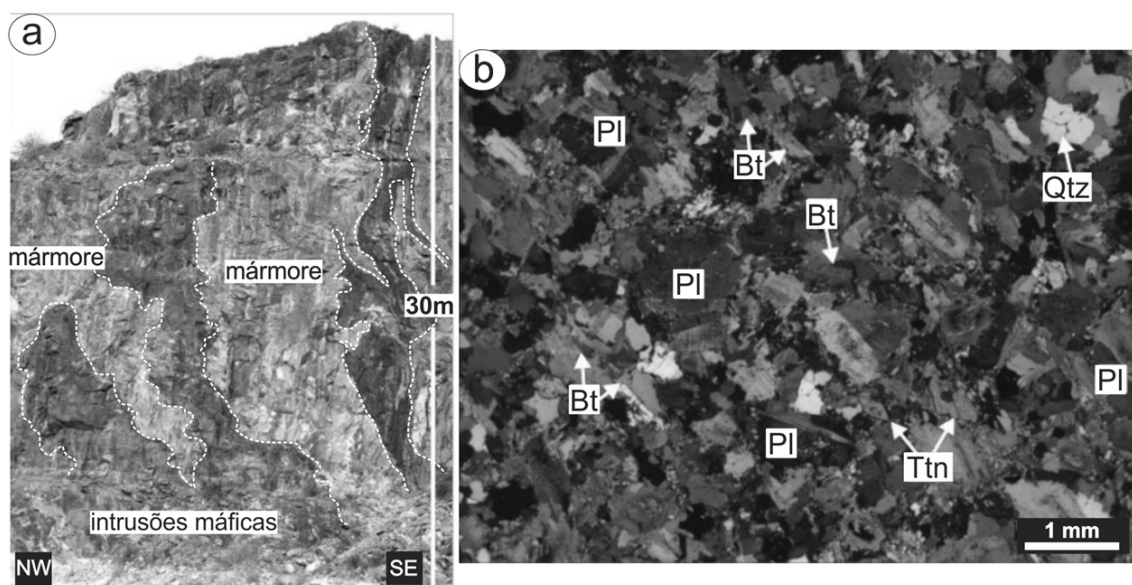


Figura 33. Aspectos petrográficos gerais dos dioritos (modificado de Gerhard, 2015) – (a) diques dioríticos métricos, cortando os mármore; (b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) mostrando a textura geral dos dioritos. Abreviações: Bt = biotita; Pl = plagioclásio; Qtz = quartzo; Ttn = titanita.

Ao microscópio, os quartzos sienitos apresentam mineralogia constituída por feldspato alcalino ($\pm 65\%$), quartzo ($\pm 10\%$), diopsídio ($\pm 10\%$), plagioclásio ($\pm 7\%$) e o restante de apatita, epidoto, calcita, titanita e pirita. O feldspato apresenta granulação fina a média (intersticial) e também grossa (poiquilitico). O feldspato intersticial é anédrico, com contatos irregulares com os cristais adjacentes. O poiquilitico apresenta macla xadrez e texturas de exsolução irregulares, além de inclusões de plagioclásio, quartzo e apatita. O quartzo é anédrico e ocorre como inclusões no feldspato poiquilitico, além de preencher espaços intergranulares. O diopsídio é anédrico, localmente substituído por hornblenda e também preenchido por calcita, além de apresentar inclusões de feldspato alcalino, quartzo e titanita. O plagioclásio é anédrico a subédrico, com granulação fina a média, estando sempre em contato com cristais de feldspato alcalino. A apatita ocorre como inclusões no quartzo (Gerhard, 2015).

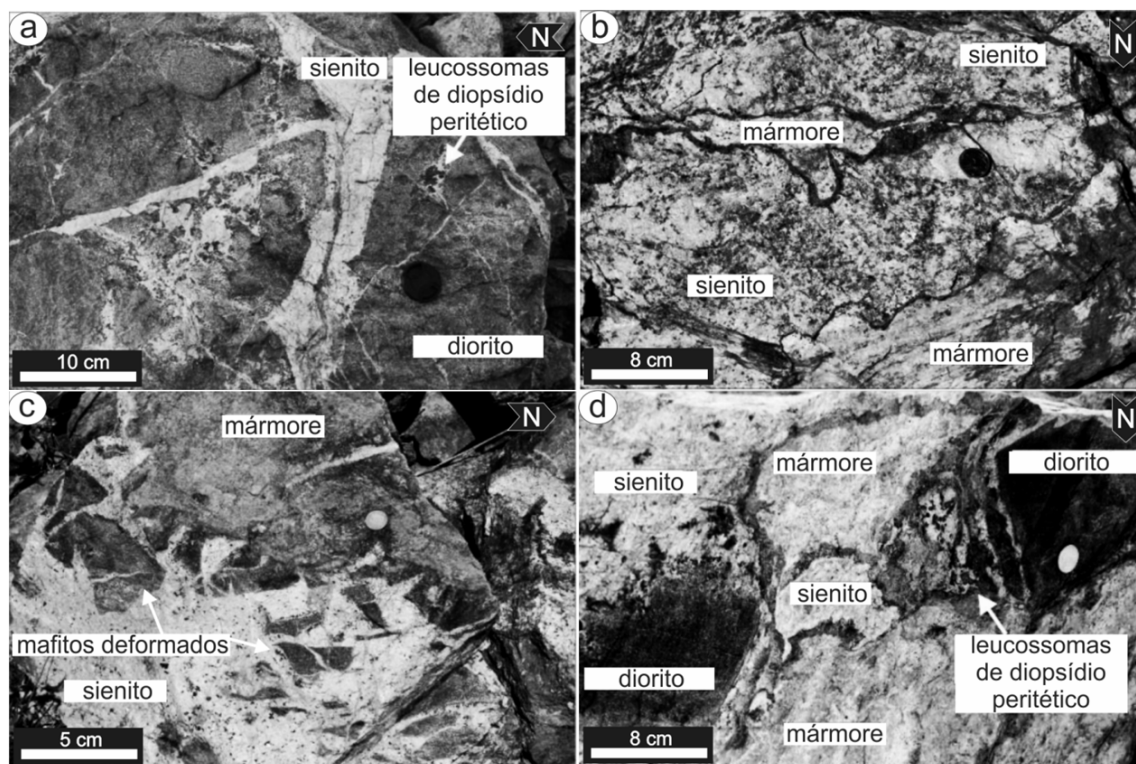


Figura 34. Aspectos macroscópicos dos quartz sienitos relacionados às intrusões dioríticas/tonalíticas nos Mármore Matarazzo (modificado de Gerhard, 2015) – (a) bolsões de leucossoma e veios de sienito intrudindo fragmento de diorito; (b) quartz sienito intrudindo o mármore; (c) xenólitos deformados de rocha máfica englobados pela intrusão sienítica; (d) leucossomas de diopsídio peritético na zona de reação entre o quartz sienito, o mármore e o diorito.

Em Ramos *et al.* (submetido) foi realizado o estudo geocronológico do quartz sienito a partir do método U-Pb SHRIMP em zircões. Com os dados obtidos foi possível calcular uma idade concórdia de 640 Ma (figura 35), a qual foi interpretada como a idade de cristalização do *melt* quartz-sienítico relacionado às intrusões máficas anteriormente mencionadas. Essa idade tem um significado tectônico importante, uma vez que limita a idade mínima do alojamento do Ofiolito Arroio Grande, isto é, em pelo menos 640 Ma algumas das rochas da *mélange* ofiolítica estavam interagindo com rochas da crosta continental (as intrusões diorítico-tonalíticas relacionadas ao magmatismo de arco continental da Suíte Pinheiro Machado) (Ramos *et al.*, submetido). Essa idade também representa a idade mínima do metamorfismo regional, uma vez que as intrusões diorítico-tonalíticas interagiram com as rochas já metamorfizadas (mármore e anfibolitos).

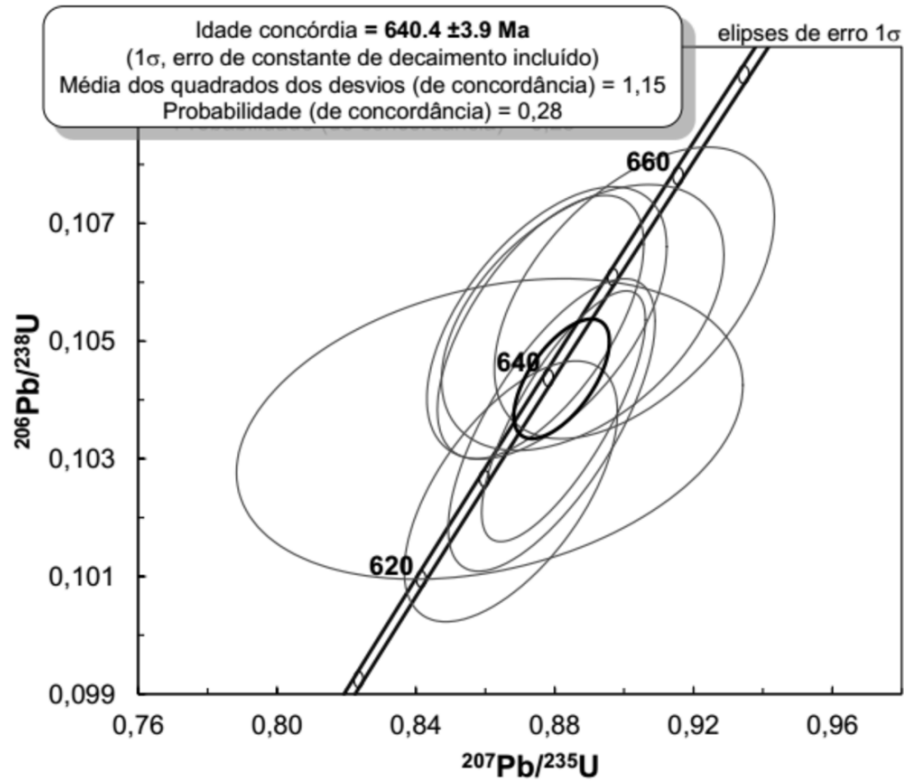


Figura 35. Diagrama de concórdia U-Pb para o quartzo sienito (modificado de Ramos *et al.*, submetido).

CAPÍTULO 4

4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO OFIOLITO ARROIO GRANDE

As primeiras tentativas de inserção do Ofiolito Arroio Grande em um contexto geotectônico regional relacionado à evolução do Cinturão Dom Feliciano surgiram em Ramos (2011) e Ramos & Koester (2013), onde as rochas oceânicas dessa associação foram comparadas com aquelas encontradas no Complexo Paso del Dragón, no extremo nordeste do Uruguai. A hipótese onde ambos os complexos representariam a mesma associação oceânica foi levantada devido a sua proximidade geográfica (distância de aproximadamente 40 km), similaridade litológica (tabela 8), além de ambos estarem encaixados na mesma estrutura de grande escala, a Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande (Brasil) e Otazo-Cerro Amaro (Uruguai) (figura 18).

A partir dessa premissa, Ramos *et al.* (2013) inseriram o Ofiolito Arroio Grande na hipótese de Gaucher *et al.* (2010) e Frimmel *et al.* (2011), os quais sugeriram que os serpentinitos do Complexo Paso del Dragón poderiam representar os equivalentes das rochas oceânicas do Terreno Marmora (Frimmel & Hartnady, 1992), localizado no Cinturão Gariep (sudoeste da Namíbia) (figura 36), devido às suas similaridades litológicas e contexto oceânico (tabela 9). Essa possível correlação foi fortalecida em Will *et al.* (2014), onde foi demonstrada a similaridade geoquímica (rocha total) e isotópica (Sr-Nd-Pb) entre os metamafitos do subterreno Chameis (Terreno Marmora) e do Cerro La Tuna (Complexo Paso del Dragón), inserindo esse último no contexto evolutivo da bacia de retroarco Marmora.

Com o estudo geoquímico de rocha total de Ramos & Koester (2015) (capítulo 5), a assinatura geoquímica de retroarco reforçou a hipótese de correlação do Ofiolito Arroio Grande com o Complexo Paso del Dragón. Indiretamente, essa assinatura geoquímica permitiu também manter a hipótese de correlação com o Terreno Marmora e suas rochas oceânicas de retroarco. Em Ramos *et al.* (2017c) (capítulo 6) foi apresentado um modelo geotectônico inserindo o Ofiolito Arroio Grande no contexto evolutivo da bacia de retroarco Marmora durante o ciclo orogênico Brasileiro-Panafricano, o qual é detalhado na seção a seguir.

Tabela 8. Comparação litológica entre os complexos Arroio Grande e Paso del Dragón. Dados do Complexo Arroio Grande compilados de Ramos & Koester (2014 e 2015). Dados do Complexo Paso del Dragón extraídos de Peel *et al.* (2009 e 2013) e Velázquez (2015).

		COMPLEXO ARROIO GRANDE	COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN
Grande unidade	Rocha	UNIDADE METASSILICICLÁSTICA	XISTOS LA MICAELA
Metassiliciclásticas	Ocorrências locais.	Xistos granatíferos quartzofeldspáticos. Metagrauvacas.	Xistos granatíferos anfibólicos.
	Micaxistos (dominantes).	Quartzo, feldspato, muscovita. Intercalação com lentes de quartzito.	Quartzo, feldspato, muscovita. Intercalação com lentes de quartzito.
Grande unidade	Rocha	OFIOLITO ARROIO GRANDE	SERPENTINITOS CERRO LA TUNA
Carbonatos	Mármore (apenas no Ofiolito Arroio Grande).	Mármore calcítico de granulação média a grossa. Presença de anfibólios, piroxênios, titanitas, granadas, sulfetos e micas, associados a intrusões de enxames de diques máficos (quimicamente relacionados aos outros metamafitos).	Sem ocorrência.
Serpentinitos	Serpentinitos cumuláticos e maciços (Cerro La Tuna), e serpentina-talco xistos (Ofiolito Arroio Grande).	Talco, serpentina e tremolita + clinocloro subordinados. Cromita disseminada (2 %). Fácies xisto verde a anfibolito inferior.	Serpentina e proporções subordinadas de talco, clorita, carbonato e tremolita. Clinopiroxênios reliquias. Magnetita acessória e cromita disseminada (Fe-cromita). Ocorrências localizadas de cromitito. Fácies xisto verde a anfibolito.
Xistos magnesianos	Talco xistos.	Talco (até 95 % nos esteatitos) e subordinadamente tremolita, clinocloro e serpentina. Cromitas disseminadas (2 %). Fácies xisto verde a anfibolito inferior.	Talco e subordinadamente serpentina, clinocloro e magnetita. Fácies xisto verde.
	Tremolita xistos.	Tremolita (até 90 % nos tremolititos), clinocloro + talco subordinados. Cromita disseminada (2 %). Fácies xisto verde a anfibolito inferior.	Tremolita e ocasionalmente actinolita e talco. Cromita disseminada. Fácies xisto verde a anfibolito.
	Clorita xistos.	Cloritas (até 95 % nos clorititos). Ilmenita, zircão, talco e tremolita subordinados. Kämmererita e haggertyita (localmente). Fácies xisto verde a anfibolito inferior.	Cloritas. Talco e opacos subordinados. Fácies xisto verde.
Metamafitos	Anfibolitos	Hornblenda, plagioclásio, epidoto e quartzo. Subordinadamente biotita, clorita, titanita, apatita e opacos. Fácies anfibolito inferior.	Hornblenda, plagioclásio, epidoto, subordinadamente titanita, apatita, quartzo e opacos. Fácies anfibolito inferior.
	Metagabros e metadioritos (apenas no Ofiolito Arroio Grande)	Hornblenda, augita, plagioclásio e quartzo. Subordinadamente clorita, biotita, pirita e calcopirita. Fácies anfibolito.	Sem ocorrência.

Tabela 9. Resumo simplificado das unidades do Terreno Marmora (modificado de Frimmel, 2011 e Will *et al.*, 2014).

TERRENO MARMORA		
Subterreno Schakalsberge (unidade basal)	Subterreno Oranjemund (unidade intermediária)	Subterreno Chameis (unidade superior)
Metabasaltos máficos (maciços a almofadados) encapados por carbonatos, interpretados como antigos montes submarinos. Presença de dolomitos estromatolíticos e oolíticos.	Rochas metassedimentares turbidíticas, contendo carbonatos e <i>cherts</i> ferruginosos. Presença de dolomitos estromatolíticos e oolíticos, além de clorita xistos.	Metagabros, metaserpentinóis, cumulatos metaultramáficos. <i>Mélange</i> contendo metavulcanitos máficos e rochas metassedimentares carbonáticas e siliciclásticas.

4.1 Abertura da bacia de retroarco Marmora

No modelo geotectônico proposto por Ramos *et al.* (2017c), os protólitos das rochas que compõe o Ofiolito Arroio Grande foram gerados na bacia de retroarco Marmora, a qual está relacionada à evolução do Rifte Gariep (Gaucher *et al.*, 2009; Frimmel *et al.*, 2011). Esse rifte, cujo magmatismo associado a essa fase ocorreu possivelmente entre 830 e 750 Ma (Frimmel *et al.*, 2011), fragmentou a porção oeste do Cinturão Namaqua (McCourt *et al.*, 2006) (figura 36) (cinturão mesoproterozoico composto por terrenos de alto grau metamórfico, o qual, juntamente com o equivalente Cinturão Natal, constituem a borda sudoeste do Cráton Kalahari) em duas grandes porções (figura 37a): uma porção oriental, isto é, o Cinturão Namaqua propriamente dito, e uma porção ocidental, a qual representa a microplaca Arachania proposta por Gaucher *et al.* (2009) ou, alternativamente, a microplaca Encantadas (Chemale Jr., 2000).

Nesse período, na margem oposta (distância desconhecida) do paleo-oceano que bordejava o Cinturão Namaqua (oceano Charrua-São Gabriel?), arcos insulares de SSZ eram gerados sob um manto depletado (figura 37a). Nesse cenário são gerados os protólitos das unidades metaultramáficas e metamáficas dos ofiolitos relacionados à Orogenia São Gabriel (evento Brasileiro I) encontrados atualmente no Terreno São Gabriel.

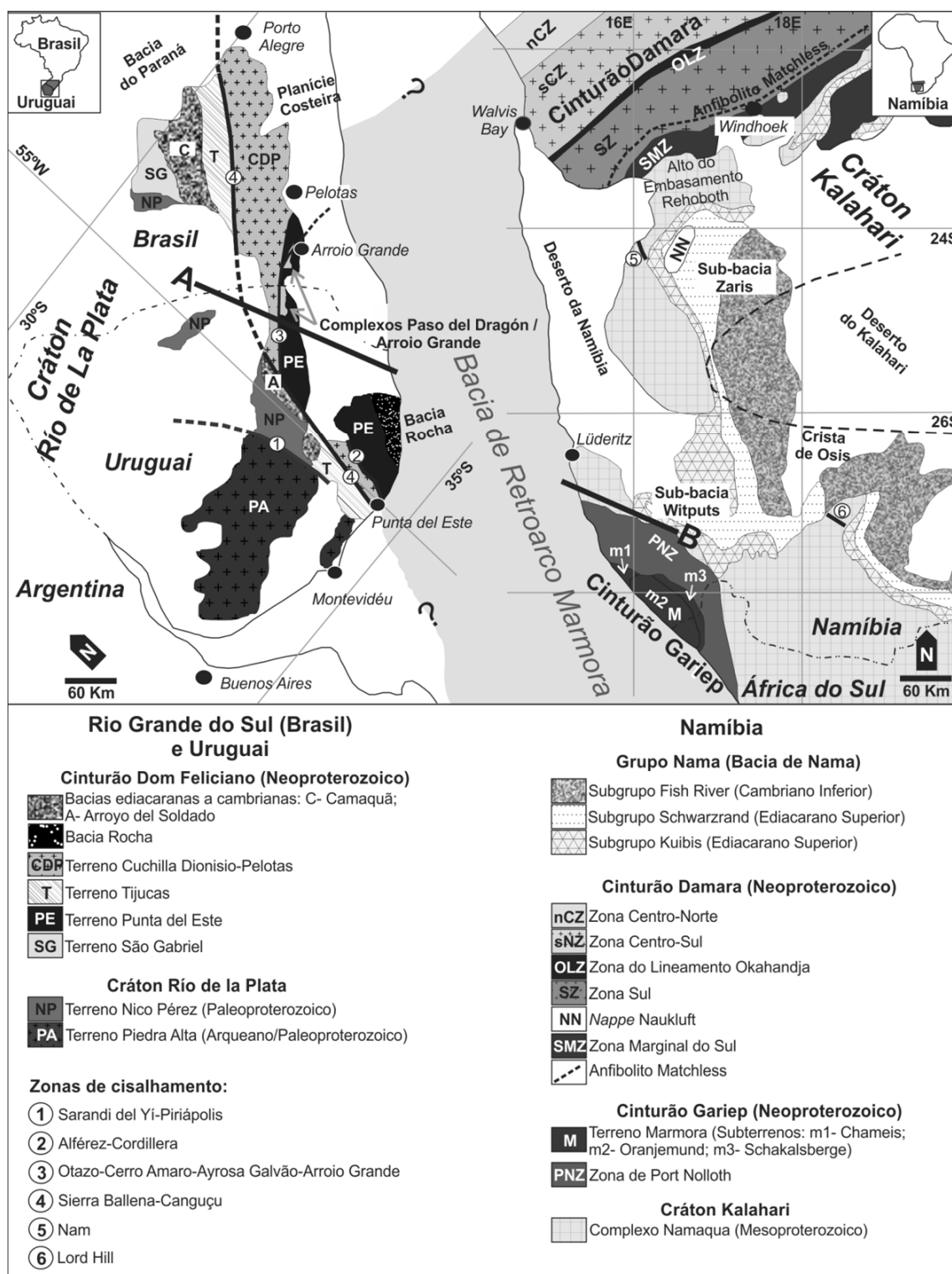


Figura 36. Localização do Cinturão Dom Feliciano (e cinturões panafricanos relacionados) no Gondwana Ocidental (modificado de Blanco *et al.*, 2011). Extensão hipotética da Bacia Marmora após Frimmel *et al.* (2013). Seção A-B mostrada na figura 37. Modificado de Ramos *et al.* (2017c).

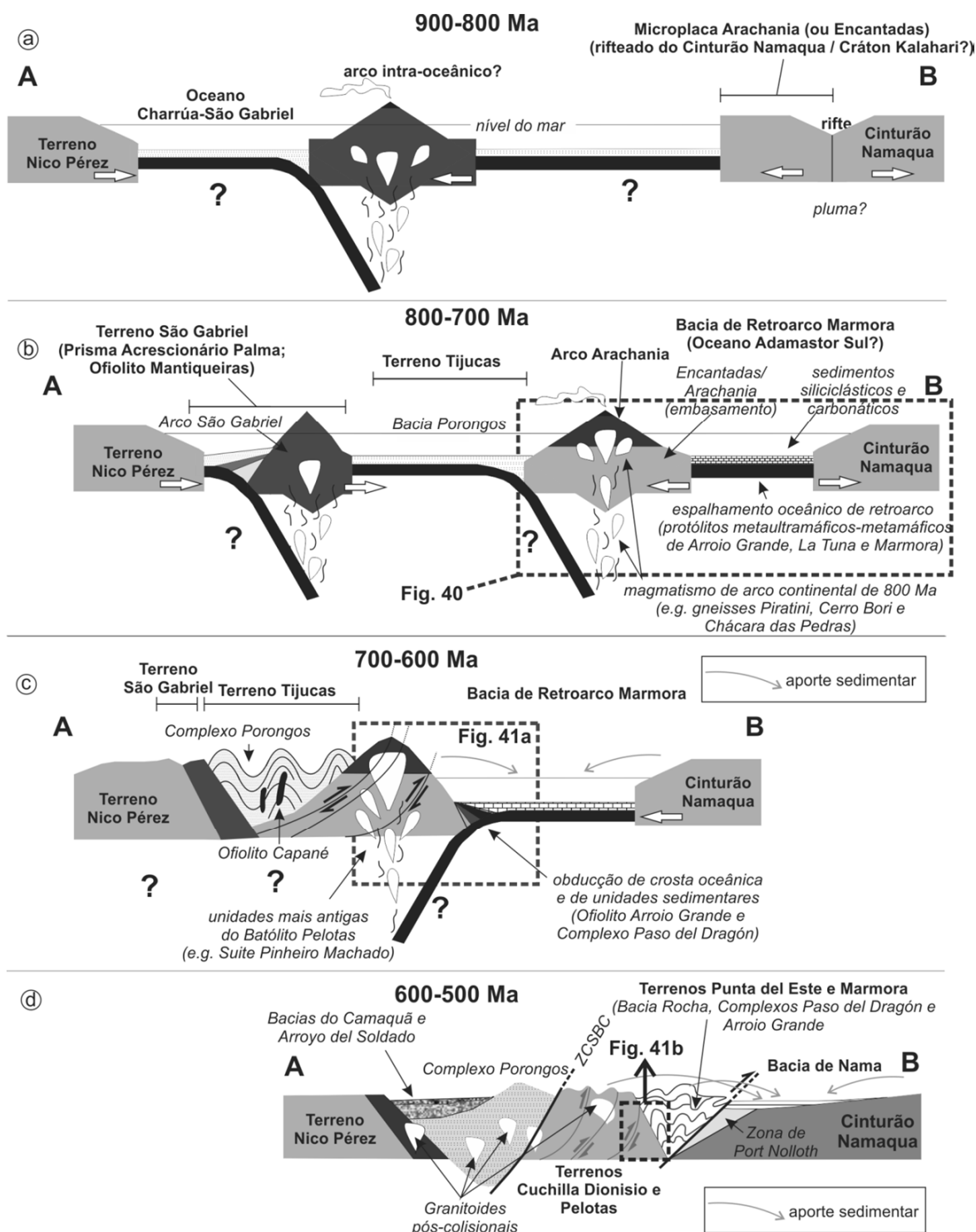


Figura 37. Evolução geodinâmica simplificada (sem escala) do Ofiolito Arroio Grande (localização da seção A-B na figura 36), modificado e adaptado a partir dos modelos de Chemale Jr. (2000), Blanco *et al.* (2009), Frimmel *et al.* (2011) e Chemale Jr. *et al.* (2012) – (a) rifteamento do Cinturão Namaqua, seguido pela (b) abertura da bacia de retroarco Marmora entre esse último e a microplaca Arachania; (c) subducção, para oeste, do assoalho oceânico da bacia Marmora sob o arco magmático Arachania (no qual os granitoides de arco do Batólito Pelotas-Aiguá se desenvolveram) e obducção das unidades oceânicas dos complexos Arroio Grande e Paso del Dragón; (d) situação após a colisão tangencial entre o Terreno Nico Pérez/Cinturão Dom Feliciano ocidental (*i.e.* Terrenos São Gabriel e Tijucas) e o Arco Arachania (*i.e.* Terreno Cuchilla Dionisio e Pelotas), encerramento final da bacia de

retroarco (Marmora), alojamento do Terreno Marmora sobre a Zona de Port Nolloth, geração de granitoides pós-colisionais, sedimentação sin-orogênica na Bacia de Nama. Legenda: ZCSBC: zonas de cisalhamento Sierra Ballena e Dorsal de Canguçu. Modificado de Ramos *et al.* (2017c).

De volta ao Rifte Gariep, seguindo a transição rifte-drifte, crosta oceânica começou a se formar por volta de 750 Ma (Frimmel & Fölling, 2004) entre a microplaca Arachania e o Cinturão Namaqua (Gaucher *et al.*, 2009; Frimmel *et al.*, 2011). Embora essa fase rifte-drifte possa estar relacionada a um evento de superpluma em ca. 800 Ma (e.g. Chemale Jr., 2000), no presente modelo isso é atribuído à abertura de um retroarco, uma vez que os protólitos metaultramáficos-máficos dos complexos Arroio Grande-Paso del Dragón e Terreno Marmora apresentam assinatura geoquímica de SSZ/retroarco.

Para inserir essa crosta oceânica em um ambiente de SSZ, uma subducção para leste (coordenadas atuais) em direção à microplaca Arachania é necessária, de maneira que essa última esteja posicionada acima da placa subductante (ou seja, na região de SSZ) (figura 37b). Tal cenário poderia explicar a geração de um arco magmático na microplaca Arachania, *i.e.*, o Arco Arachania de Gaucher *et al.* (2009). Rochas com ca. 800 Ma e assinatura geoquímica de arco magmático relacionado à subducção são de fato encontradas na porção oriental do Cinturão Dom Feliciano, tanto no Brasil (e.g. gnaisses Piratini e Chácara das Pedras) como no Uruguai (e.g. gnaisses Cerro Bori, correlacionáveis com esses últimos; Lenz *et al.*, 2013; Koester *et al.*, 2016), as quais podem representar o arco magmático em cuja região de retroarco a bacia Marmora se desenvolveu (figura 37b).

Como mostrado em Will *et al.* (2014), Ramos & Koester (2015) e Ramos *et al.* (2017c), os metamafitos do Complexo Paso del Dragón-Aroio Grande e do Subterreno Chameis (Terreno Marmora) apresentam composições consistentes com a média dos basaltos de retroarco (comparados a Gale *et al.*, 2013). Com a exceção de algumas unidades do Subterreno Chameis, as quais apresentam assinatura de ilhas oceânicas intraplaca (figura 38a, 38b, 38d e 38e) (interpretadas como antigos montes submarinos; Frimmel *et al.*, 1996), as demais apresentam afinidade toleítica e transicionam de IAT a MORB (figuras 38a a 38c), característica que pode ser atribuída a mafitos de retroarco (Hawkins, 2003). Essa característica é reforçada pelas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ dos metamafitos dessas três regiões, que apresentam valores similares (tabela 10).

Tabela 10. Comparação entre as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ dos metamafitos do Ofiolito Arroio Grande (dados de Ramos *et al.*, submetido), Cerro La Tuna e Subterreno Chameis (dados de Will *et al.*, 2014).

Ofiolito Arroio Grande	Cerro La Tuna	Subterreno Chameis
0,7036 para o anfibolito com composição MORB; 0,7059 a 0,7070 para os metagabros.	0,7034 a 0,7037 para os anfibolitos com composição MORB.	0,7065 a 0,7071 para os metagabros.

Os metamafitos do Complexo Paso del Dragón são os menos afetados por enriquecimentos em elementos traço, preservando sua característica de N-MORB (figuras 38d e 38e), próximo a de uma fonte mantélica depletada (Will *et al.*, 2014) (figura 38d). Um componente de enriquecimento em elementos traço e REE relacionado à subducção (que pode ser atribuído à contaminação da fonte magmática pelo aporte de material crustal, o que é esperado em uma zona de interface cunha mantélica/prancha subductante) é observado nos metamafitos de Arroio Grande (Ramos & Koester, 2015), enquanto os metamafitos do Subterreno Chameis apresentam um enriquecimento em elementos traço relacionado à ambiente de intraplaca (Frimmel *et al.*, 1996; Will *et al.*, 2014), o qual é relacionado a montes submarinos pretéritos (figuras 38d e 38e).

Os metamafitos do Complexo Paso del Dragón e do Subterreno Chameis são os menos modificados por enriquecimentos em elementos traço e REE. Os metamafitos do Ofiolito Arroio Grande são, em relação à média dos basaltos de retroarco (Gale *et al.*, 2013), enriquecidos em REE leves, enquanto os do Complexo La Tuna e do Subterreno Chameis apresentam padrões similares aos de basalto de retroarco (figura 38f).

Todas as diferenças encontradas na geoquímica de rocha total dos metamafitos das três regiões podem ser explicadas como fragmentos do mesmo assoalho oceânico de retroarco, cujas fontes são relacionadas a porções distintas: Cerro La Tuna (Paso del Dragón), uma fonte mais próxima à dorsal meso-oceânica; Subterreno Chameis, relacionado à dorsal, mas também a montes submarinos de intra-arco; Ofiolito Arroio Grande, relacionado à dorsal e também à cunha mantélica enriquecida por material subductado. Essas diferentes porções da crosta oceânica podem ter sido posteriormente justapostas durante e/ou após o encerramento da bacia, situação de fato esperada em tal cenário (Hawkins, 2003).

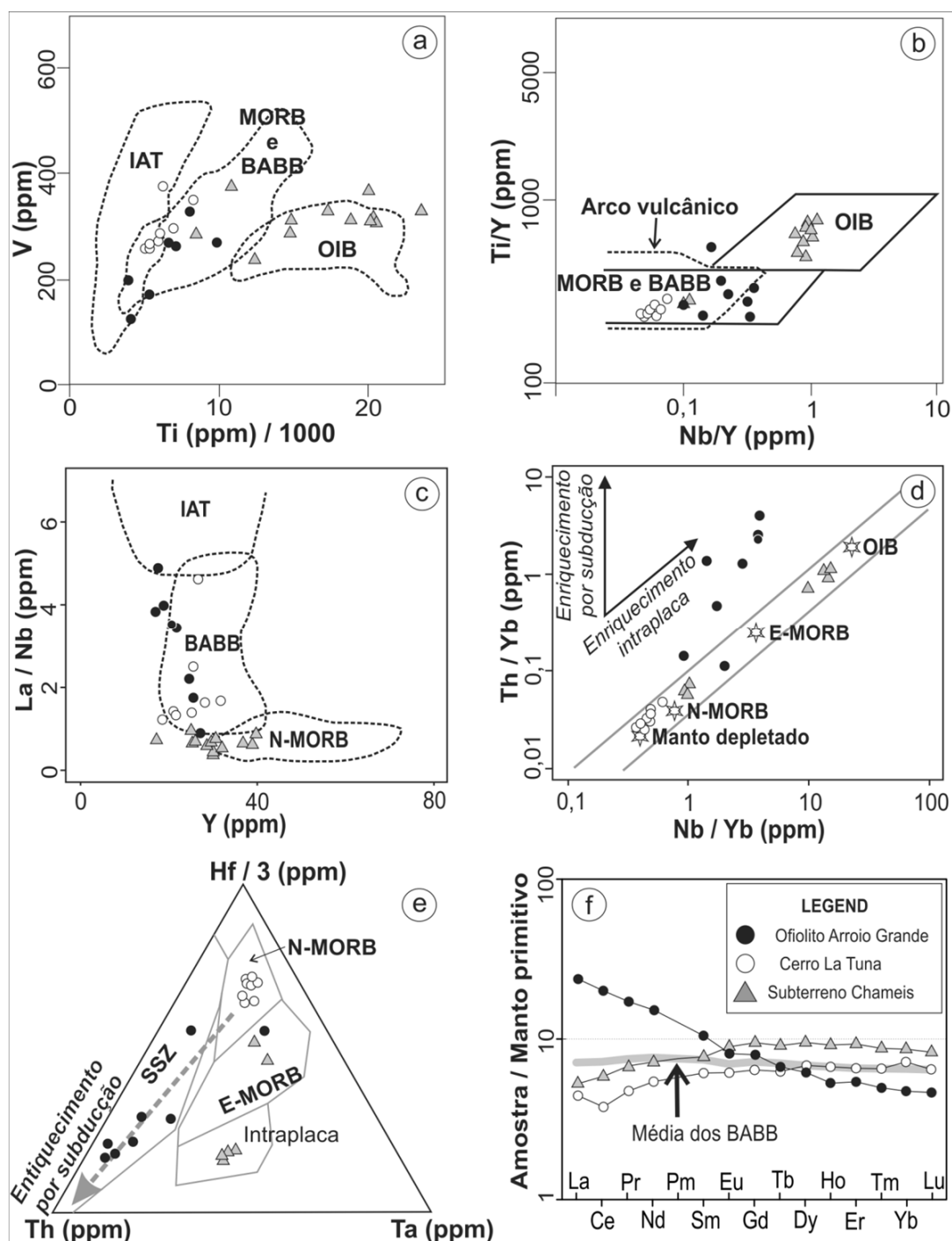


Figura 38. Comparação geoquímica (rocha total) entre os metamafitos do Ofiolito Arroio Grande, Cerro La Tuna (Complexo Paso del Dragón) e do Subterreno Chameis (modificado de Ramos *et al.*, 2017c) – diagramas discriminantes (a) Ti versus V (modificado de Pearce, 1982); (b) Nb/Y versus Ti/Y (modificado de Pearce, 1982); (c) Y versus La/Nb (modificado de Floyd *et al.*, 1991), (d) Nb/Yb versus Th/Yb (modificado de Pearce & Peate, 1995), e (e) Th-Ta-Hf (modificado de Wood *et al.*, 1981); (f) aranhograma normalizado ao manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) (composição média dos metamafitos das três regiões). Dados geoquímicos: Arroio Grande, Ramos & Koester (2015); La Tuna e Chameis, Will *et al.* (2014).

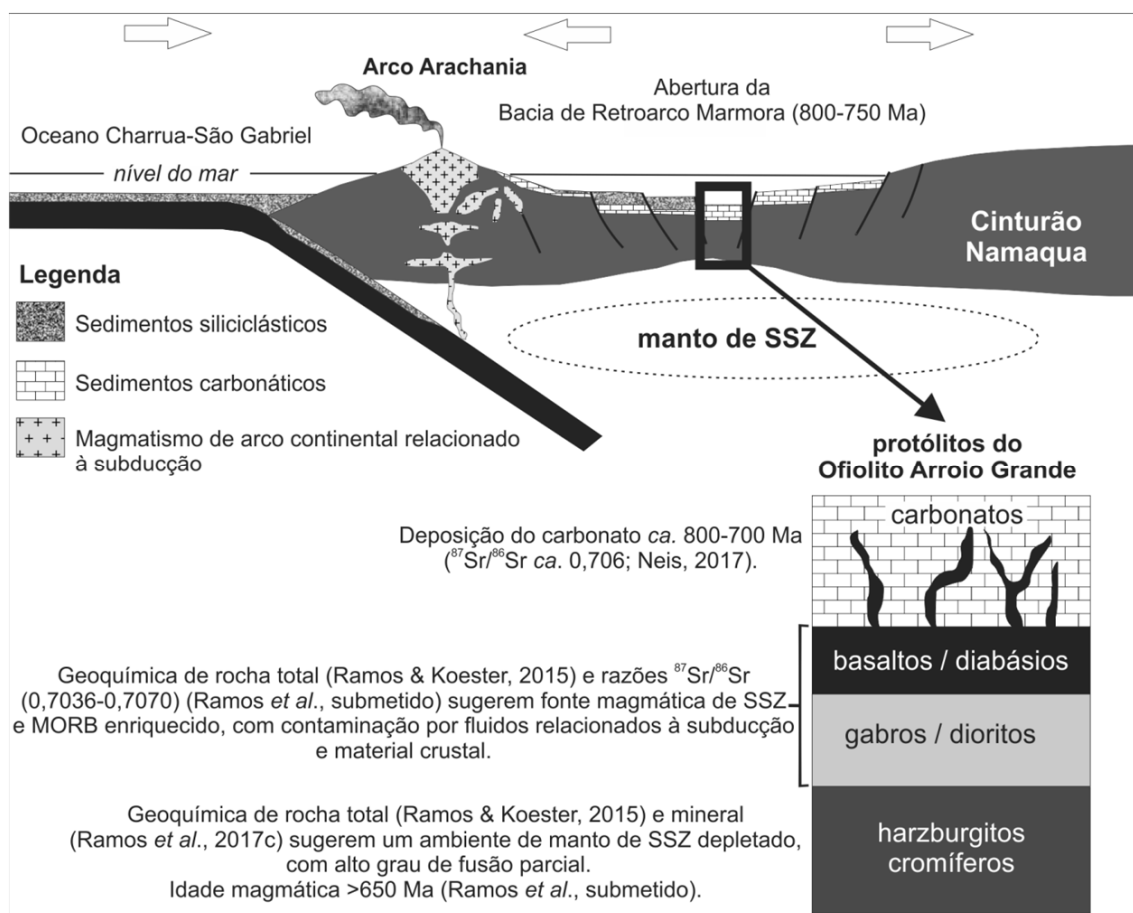


Figura 39. Ambiente tectônico de geração dos protólitos do Ofiolito Arroio Grande (seção adaptada e redesenhada a partir de Rajabi *et al.*, 2012). Modificado de Ramos *et al.* (submetido).

Durante a fase de abertura da bacia de retroarco foram depositados, entre 800-700 Ma, os protólitos dos Mármore Matarazzo, a unidade metassedimentar do Ofiolito Arroio Grande. Essa deposição é sugerida pelas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,706 (Neis, 2017). Enxames de diques máficos, relacionados ao espalhamento oceânico, são representados pelos Metamafitos Matarazzo, os quais intrudiram os carbonatos (figura 39). Esses diques apresentam assinatura geoquímica de retroarco similares aos demais metamafitos do Ofiolito Arroio Grande.

4.2 Encerramento da bacia de retroarco Marmora

A obducção das unidades oceânicas dos complexos Arroio Grande e Paso del Dragón pode estar relacionada ao evento de encerramento da bacia de retroarco Marmora, quando o assoalho oceânico começou a ser consumido por uma

subducção para oeste (coordenadas atuais) sob o Arco Arachania (figura 37c). Nesse cenário, as unidades mais antigas do Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas (e.g. a Suíte Pinheiro Machado) podem estar relacionadas a essa subducção, como proposto por modelos prévios (e.g., Gaucher *et al.*, 2009; Chemale Jr. *et al.*, 2012).

O limite mínimo para a obducção do Ofiolito Arroio Grande foi estimado em torno de 640 Ma (Ramos *et al.*, submetido), sugerido pela idade magmática do quartzo sienito relacionado a intrusões com afinidade geoquímica de crosta continental que interagiram com os Mármore Matarazzo. Isso significa que, ao redor dessa idade, as rochas oceânicas da *mélange* (pelo menos os mármore e os metamafitos dos enxames de diques) já estavam metamorfizadas em fácies anfibolito (Gerhard, 2015), de maneira que essa interação entre os quartzo sienitos e os mármore ocorreram em relativa profundidade em ambiente de crosta continental (figura 40a).

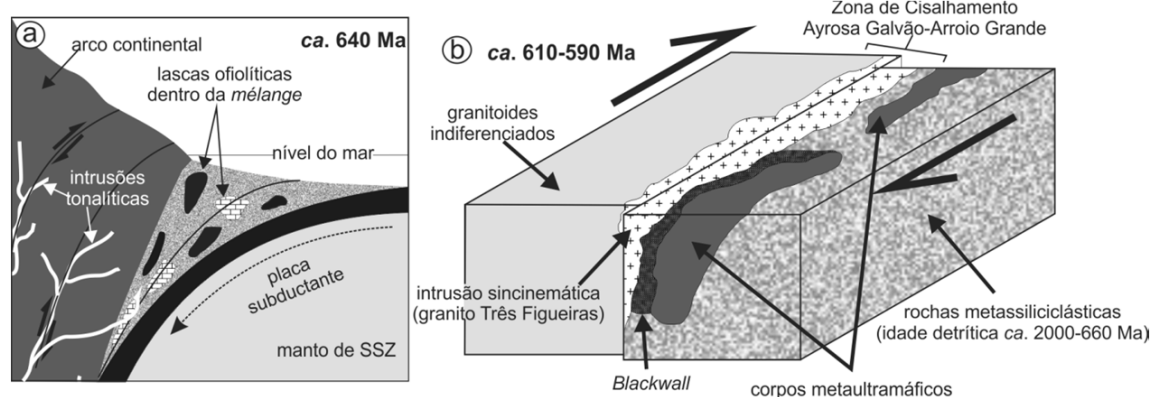


Figura 40. Modelos (sem escala) – (a) blocos ofiolíticos inseridos na *mélange*. Em torno de 640 Ma, intrusões tonalítico-dioríticas interagiram com blocos de mármore; (b) intrusão sincinemática do Granito Três Figueiras entre 610-590 Ma. Fluidos relacionados à intrusão interagiram com rochas metassiliciclásticas e com metaultramafitos, gerando zonas de reação do tipo *blackwall*. Modificado de Ramos *et al.* (submetido).

A obducção/alojamento das unidades oceânicas dos complexos Arroio Grande e Paso del Dragón pode ter acontecido durante todo o intervalo compreendido entre a idade mínima mencionada de 640 Ma e a idade limite para o encerramento da bacia de retroarco Marmora (entre 580-550 Ma; Frimmel & Frank, 1998). Peel (2012) sugeriu um clímax para esse evento entre 640 e 600 Ma, onde as unidades oceânicas do Complexo Paso del Dragón representariam fragmentos alóctones de manto exumado e crosta oceânica (gerados em ambiente de retroarco)

imbricados tectonicamente entre os granitoides de arco magmático continental, o que reforça a hipótese apresentada acima.

Seguindo a obducção dos protólitos metaígneos do Ofiolito Arroio Grande e dos Serpentinitos Cerro La Tuna em uma posição de antearco (em relação ao Arco Arachania), esse evento regional compressivo pode ter sido o responsável pelo metamorfismo dessas rochas (transformação dos harzburgitos/serpentinitos oceânicos em xistos magnesianos, e dos basaltos/diabásios/gabros/dioritos em anfibolitos), incluindo os carbonatos depositados durante a abertura da bacia de retroarco entre 800-700 Ma (figura 37b) (e.g. protólitos dos Mármore Matarazzo e os carbonatos do Subgrupo Hilda inferior, Grupo Port Nolloth, Cinturão Gariep, depositados ca. 750 Ma; Fölling & Frimmel, 2002; Gaucher *et al.*, 2009). Entretanto, a serpentinização dos protólitos harzburgíticos dos metaultramafitos do Ofiolito Arroio Grande ocorreu antes da obducção, uma vez que a geoquímica de rocha total sugere ambiente oceânico para esse evento (Ramos & Koester, 2015), reforçado pela razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do serpentina-talco xisto que poderia representar a interação água/rocha em ca. 650 Ma (ou seja, antes da idade mínima sugerida acima para a obducção) (Ramos *et al.*, submetido).

Concomitantemente, na margem oposta do Arco Arachania (margem oeste), o fechamento da bacia Porongos ocorria, seguido de uma colisão continental (figura 37c). Esse cenário poderia explicar o pico metamórfico em ca. 650 Ma encontrado nos gnaisses do Complexo Cerro Olivo (Lenz *et al.*, 2011) e migmatitos da região do Complexo Paso del Dragón (Peel *et al.*, 2013) (embasamentos do Terreno Punta del Este).

Em ca. 630-600 Ma, ainda nessa margem do Arco Arachania, deu-se a abertura de uma bacia de retroarco (possivelmente o Oceano Brasilides de Gaucher *et al.*, 2009) como resultado da continuação da subducção da crosta oceânica da Bacia Marmora na margem oposta. Nessa possível bacia de retroarco foram depositadas as unidades basais das bacias molássicas Camaquã e Arroyo del Soldado (figura 37d).

Na margem leste do Arco Arachania, após o alojamento do Ofiolito Arroio Grande, um evento regional de cisalhamento ocorreu em torno de 610-590 Ma, marcado pelo magmatismo sincinemático do Granito Três Figueiras (Tickyj *et al.*, 2004; Klein *et al.*, submetido) (figura 40b). Deformação dúctil relacionada a esse evento é presente na porção sul do ofiolito, onde todas litologias são afetadas pela

Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Arroio Grande (Ramos & Koester, 2015) (ver seção 3.3). Nesse cenário, o metassomatismo dos serpentinitos ocorreu, gerando zonas de reação de talcificação, tremolitização e cloritização, incluindo um *blackwall* que representa a interação entre os xistos magnesianos, rochas metassiliciclásticas e os fluidos relacionados à intrusão do granito, sugerido pelas texturas encontradas no cloritito e pelas idades de seus zircões herdados.

4.3 Amalgamação final do Gondwana Ocidental

Enquanto as unidades oceânicas de Arroio Grande/La Tuna podem ter sido obductadas sobre a margem ativa do Arco Arachania durante o evento de subducção discutido na seção anterior, a acreção da crosta oceânica no Terreno Marmora (na margem leste da bacia de retroarco Marmora) ocorreu em torno de 580 Ma. Essa hipótese é sugerida por uma fase metamórfica atribuída à formação de um prisma acrecionário no Subterreno Chameis (Frimmel & Frank, 1998).

Antes do encerramento final da bacia ocorreu a deposição do Grupo Rocha (Bacia Rocha, Terreno Punta del Este) entre 600-550 Ma (Basei *et al.*, 2005), mesmo intervalo atribuído por Peel (2012) para a deposição dos Xistos La Micaela. Esse grupo é correlacionável com o Grupo Oranjemund superior do Terreno Marmora, ambos compreendendo rochas metassiliciclásticas com zircões detríticos provenientes do Arco Arachania (Batólito Pelotas-Aiguá) e do Cinturão Namaqua (Basei *et al.*, 2005) (figura 37c). Idades análogas a desses grupos são encontradas nos Xistos La Micaela do Complexo Paso del Dragón (Peel *et al.*, 2013) e na Unidade Metassiliciclástica do Ofiolito Arroio Grande (Beloni *et al.*, 2016), de maneira que todas essas rochas metassiliciclásticas são correlacionáveis, representando provavelmente o preenchimento de antefossa relacionado ao encerramento da bacia de retroarco Marmora (Ramos *et al.*, 2017c).

O encerramento final da bacia de retroarco Marmora pode ter ocorrido ao redor de 550 Ma (figura 37d), como sugerido por um pico de metamorfismo compressional registrado no Terreno Marmora. Esse pico metamórfico pode ser atribuído à colisão transpressional entre o Arco Arachania (Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas) e o Cinturão Namaqua, onde o Terreno Marmora é então alojado sobre a Zona de Port Nolloth (figura 37d) (Frimmel & Frank, 1998).

4.4 Possível relação entre a Bacia de Nama e o Ofiolito Arroio Grande

Como resposta aos eventos orogênicos finais do Cinturão Gariep (*i.e.* o fechamento da bacia de retroarco Marmora) e também no Cinturão Damara (fechamento do Oceano Khomas, o qual separava os crátons Kalahari e Angola-Congo; Gaucher *et al.*, 2009), a Bacia de Nama se desenvolveu em uma posição de antepaís (Stanistreet *et al.*, 1991) (ver figura 36).

O Grupo Nama compreende, do mais antigo para o mais jovem, os subgrupos Kuibis, Schwarstrand e Fish River (figura 36). No Subgrupo Schwarstrand o avanço das frentes orogênicas relacionadas às orogenias dos cinturões Gariep e Damara são representadas por sucessões sedimentares que gradam, do topo para a base, de *flysch* a molassas (Stanistreet *et al.*, 1991). Paleocorrentes indicam que o material detrítico é derivado de ambos os cinturões, incluindo cromitas atribuídas aos Anfibólitos Matchless (relacionados ao supramencionado Oceano Khomas) (Blanco *et al.*, 2009). Sobrejacente ao Schwarstrand, o Subgrupo Fish River representa os estágios finais de deposição do Grupo Nama, compreendendo arenitos, ardósias e conglomerados (Blanco *et al.*, 2011). Esses sedimentos molássicos foram provavelmente derivados dos cinturões Damara e Gariep, mas uma contribuição do Cinturão Dom Feliciano também é sugerida por estudos de paleocorrentes e correlações entre idades U-Pb (detalhes em Blanco *et al.*, 2011). Dessa maneira, o Subgrupo Fish River inferior (Membro Wasserfall da Formação Stockdale, e a Formação Breckhorn sobrejacente) podem ter conexão com o Arco Arachania e unidades magmáticas félsicas cambrianas relacionadas à ativação das zonas de cisalhamento Sierra Ballena e Dorsal de Canguçu em torno de 530 Ma (Blanco *et al.*, 2011) (figura 37d).

Cromitas são encontradas nas denominadas “areias negras”, camadas centimétricas enriquecidas em minerais pesados, intercaladas com os membros Haribes e Rosenhof (respectivamente, das formações Nababis e Gross Aub, Subgrupo Fish River superior) no sul da Bacia de Nama. Baseado em estudos envolvendo química mineral e paleocorrentes, essas cromitas foram interpretadas como derivadas do Anfibólito Matchless ao norte (coordenadas atuais) (Blanco *et al.*, 2011) (figura 36). Entretanto, algumas dessas cromitas foram interpretadas como sendo provenientes de sedimentos reciclados do Subgrupo Fish River inferior, os

quais, por sua vez, são derivados dos cinturões Gariep e Dom Feliciano. A fonte mais provável para essas cromitas são unidades oceânicas do Terreno Marmora (Blanco *et al.*, 2009 e 2011). Considerando-se que essas unidades oceânicas podem ser correlacionadas com o Ofiolito Arroio Grande e com os Serpentinitos Cerro La Tuna, é plausível assumir que as cromitas detríticas de ambos podem ter alcançado o Subgrupo Fish River inferior, uma vez que, no tempo de deposição desses sedimentos, todos esses terrenos estavam justapostos (Ramos *et al.*, 2017c) (figura 37d).

Quando a química mineral das cromitas do Ofiolito Arroio Grande e da Bacia de Nama são comparadas, é possível observar que aquelas encontradas no Subgrupo Fish River são similares às de Arroio Grande em todos os aspectos, sugerindo uma fonte ígnea relacionada a um ambiente de SSZ (Ramos *et al.*, 2017c). Essa similaridade geoquímica, juntamente com a presença de material detrítico derivado do Cinturão Dom Feliciano e do Terreno Marmora nesse subgrupo, representa uma nova hipótese, onde material detrítico do Ofiolito Arroio Grande pode também ter contribuído para o preenchimento da Bacia de Nama durante o Ediacarano Superior e o Cambriano Inferior (Ramos *et al.*, 2017c) (figura 37d).

4.5 Modelo alternativo para o Ofiolito Arroio Grande

Uma hipótese alternativa para a evolução do Ofiolito Arroio Grande foi sugerida recentemente por Arena *et al.* (2017). Nesse modelo (figura 41) o ofiolito estaria relacionado ao paleo-oceano situado na margem oeste (coordenadas atuais) do Batólito Pelotas-Aiguá, de maneira que sua evolução estaria associada ao Ofiolito Capané e ao cinturão de dobramentos e empurrões Porongos no Terreno Tijucas. Nesse cenário o Ofiolito Arroio Grande representaria crosta oceânica que permaneceu na raiz do sistema de empurrão durante o avanço desse último em direção ao oeste, enquanto o Ofiolito Capané representaria porções dessa crosta oceânica que foi inserida tectonicamente dentro do sistema de empurrões.

Embora as características petrográficas e geoquímicas das unidades metaultramáficas e metamáficas dos ofiolitos Capané e Arroio Grande sejam de fato similares (metaultramafitos com protólitos harzburgíticos, assinaturas geoquímicas de SSZ, e derivação de fontes mantélicas depletadas, como na maioria dos ofiolitos encontrados pelo globo), a posição geográfica de ambos constitui um obstáculo para

a correlação. O Ofiolito Arroio Grande está localizado na margem leste (coordenadas atuais) do Batólito Pelotas-Aiguá, e não na margem oeste, como proposto no modelo (figura 41). Ambos ofiolitos são separados por cerca de 200 km contínuos de plútons e batólitos graníticos, o que representa um obstáculo para o modelo. Caso o Ofiolito Arroio Grande constitua de fato a extensão do Ofiolito Capané para o sul, a movimentação da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, que separa atualmente o Terreno Tijucas (onde se localiza o Ofiolito Capané) e o Batólito Pelotas-Aiguá (onde o Ofiolito Arroio Grande está localizado, marcando um limite entre o domínio granítico e o Terreno Punta del Este), teria que rotacionar em 180° a região onde o Ofiolito Arroio Grande teria inicialmente sido alojado (figura 41).

Com uma hipotética rotação de 180° , o Ofiolito Arroio Grande e uma porção dos xistos do Complexo Porongos (que nesse cenário poderiam representar as rochas da Unidade Metassiliciclástica do Complexo Arroio Grande, os Xistos La Micaela do Complexo Paso del Dragón, e unidades da Bacia Rocha) poderiam ser alojados na margem oposta do cinturão granítico, de maneira a ser possível a configuração encontrada hoje na interface dos terrenos Pelotas e Punta del Este.

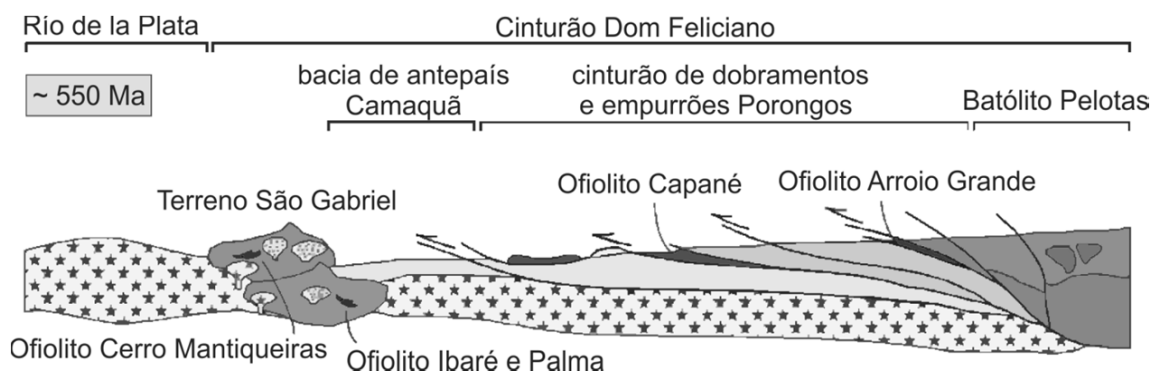


Figura 41. Modelo tectônico da evolução do cinturão de dobramentos e empurrões Porongos durante os estágios finais do ciclo orogênico Brasileiro, modificado de Arena *et al.* (2017).

CAPÍTULO 5

Artigo “Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil”

Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil

Litogeoquímica das unidades meta-ígneas do Complexo Ofiolítico Arroio Grande, extremo sul do Brasil

Rodrigo Chaves Ramos^{1*}, Edinei Koester²

ABSTRACT: Ophiolites are defined as slices of genetically-related upper mantle serpentinized peridotites and oceanic crustal rocks, tectonically displaced from its primary igneous origin of formation by plate convergence and associated (meta) sedimentary rocks of marine origin. From this premise, a meta-ultramafic-mafic-sedimentary complex (Cr-rich magnesian schists — upper mantle or crustal ultramafic cumulate candidates; epidote amphibolites, metadiorites and metagabbros — oceanic crust candidates; metasedimentary schists, quartzites and marbles — marine sedimentary rocks candidates), located in southeastern Dom Feliciano Belt (southernmost Brazil), started to be interpreted as possible slices of an ophiolitic complex related to the closure of a paleo-ocean during Brasiliano/Pan-African orogenic cycle and was called Arroio Grande Ophiolitic Complex. The present research fills the lack of geochemical data from previous studies and tests the hypothesis of an oceanic setting for the meta-igneous units of this complex from a lithogeochemistry point of view. The meta-ultramafics were interpreted as peridotites (mantle or crustal cumulates) that were subsequently serpentinized (probably in the ocean floor) and posteriorly metasomatized (probably in a continental setting). The meta-mafics were interpreted as oceanic gabbros/basalts formed in a back-arc basin. The results, together with field relationships, rock associations and petrographic evidences, support an oceanic origin for the protoliths of the meta-igneous units. The hypothesis that these rocks represent metamorphosed slices of an ophiolitic complex is still the most reasonable one. This work updates the geologic knowledge of the area and supports discussions about the evolution of Dom Feliciano Belt and Western Gondwana paleocontinent.

KEYWORDS: Metasomatism; Meta-serpentinities; Amphibolites; Supra-subduction zone; Back-arc.

RESUMO: Ofiolitos são definidos como fragmentos de peridotitos mantélicos serpentinizados e rochas crustais oceânicas, geneticamente relacionados e tectonicamente deslocados de sua origem ígnea primária por convergência tectônica e de rochas (meta) sedimentares marinhas associadas. Partindo dessa premissa, um complexo meta-ultramáfico-máfico-sedimentar (xistos magnesianos cromíferos — candidatos à origem mantélica ou cumulática ultramáfica crustal; epidoto anfíbolitos, metadioritos e metagabbros — candidatos à origem oceânica; xistos metassedimentares, quartzitos e mármore — candidatos a rochas sedimentares marinhas), localizado no sudeste do Cinturão Dom Feliciano (extremo sul do Brasil), passou a ser interpretado como possíveis fragmentos de um complexo ofiolítico relacionado ao encerramento de um paleo-oceano durante o ciclo orogênico Brasiliano/Pan-Africano, definido como Complexo Ofiolítico Arroio Grande. A presente pesquisa preenche a ausência de dados geoquímicos de trabalhos anteriores e testa, do ponto de vista litogeoquímico, a hipótese de uma origem oceânica para as unidades meta-ígneas desse complexo. Os metaultramafitos foram interpretados como peridotitos (mantélicos ou cumulos ultramáficos crustais) que foram serpentinizados (provavelmente no assoalho oceânico) e posteriormente metassomatizados (provavelmente em um contexto continental). Os metamafitos foram interpretados como gabros/basaltos oceânicos gerados em uma bacia de trás-arco. Os resultados deste estudo, juntamente com as relações de campo, associações litológicas e evidências petrográficas, suportam uma origem oceânica para os protólitos das unidades meta-ígneas e a hipótese de que tais rochas representam fragmentos metamorfizados de um complexo ofiolítico é ainda a mais adequada. Este trabalho atualiza o conhecimento geológico da região, contribuindo para as discussões acerca da evolução do Cinturão Dom Feliciano e do paleocontinente Gondwana Ocidental.

PALAVRAS-CHAVE: Metassomatismo; Meta-serpentinitos; Anfíbolitos; Zona de supra-subdução; Trás-arco.

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brazil. E-mail: rodrigo.chaves@ufrgs.br

²Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brazil. E-mail: koester@ufrgs.br

*Corresponding author.

Manuscript ID: 30127. Recebido em: 11/06/2014. Aprovado em: 23/01/2015.

INTRODUCTION

Ophiolites are defined as slices of upper mantle and oceanic crust, tectonically displaced from their primary igneous origin of formation by plate convergence. They are frequently represented by a genetically-related rock association of partly to totally serpentized upper mantle peridotites and crustal ultramafic cumulates, (meta) gabbros/basalts, volcanic units with or without sheeted dikes and (meta) sedimentary rocks of marine origin. Modern studies, like Dilek and Newcomb (2003), Dilek and Robinson (2003), Kusky *et al.* (2011), Dilek and Furnes (2011, 2014), have shown that the full Penrose layer-cake sequence defined in Anonymous (1972) represents only $\approx 10\%$ of the Phanerozoic ophiolitic complexes and that the variations between individual ophiolites are as significant as their similarities, making it difficult to define a type succession. Furthermore, Precambrian ophiolites are frequently metamorphosed and dismembered, with some missing units (Kusky *et al.* 2011).

From these premises, a meta-ultramafic-mafic-sedimentary rock association (Cr-rich magnesian schists — candidates for upper mantle or ultramafic cumulate origin; epidote amphibolites, metadiorites and metagabbros — candidates for oceanic crust origin; metasedimentary schists, quartzites and marbles — candidates for sedimentary rocks of marine origin), located in southeastern Dom Feliciano Belt (southernmost Brazil), began to be interpreted as possible metamorphosed slices of an ophiolitic complex related to the closure of a paleo-ocean during the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle (Ramos & Koester 2013; Ramos *et al.* 2013; Ramos & Koester 2014). The previous works were based mainly on field relationships and petrographic similarities with other complexes (*e.g.* Abadiânia, Goiás State, Brazil — Strieder & Nelson 1992; Cerro Mantiqueiras, Rio Grande do Sul State, Brazil — Leite 1997; Antiforme Capané, Rio Grande do Sul State, Brazil — Marques *et al.* 2003; Cerro La Tuna, Cerro Largo Department, Uruguay — Peel *et al.* 2009; Marmora Terrane, Karas Region, Namibia — Frimmel 2011).

The present study aimed to fill the lack of geochemical data and to test the hypothesis of an oceanic crust and mantle origin for the Arroio Grande Ophiolitic Complex meta-ultramafic-mafic units from a lithogeochemical point of view, updating the geologic knowledge of the area and contributing to discussions about Dom Feliciano Belt and Western Gondwana paleocontinent evolution during Neoproterozoic.

Regional geology

The Arroio Grande Ophiolitic Complex is located at the southern portion of Dom Feliciano Belt (Rio Grande do Sul State, Brazil), a Neoproterozoic orogenic belt developed during the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle. The belt extends for about 1,200 km from Punta del Este (Uruguay) to Santa Catarina State (Brazil). In Rio Grande do Sul State,

it represents almost entirely the Sul-rio-grandense Shield and is divided into three geophysical domains: Eastern, Central and Western Domains (Fig. 1; Lenz *et al.* 2013).

In the southern portion of the Eastern Domain, where the Arroio Grande Ophiolitic Complex is located, granitoids from Pinheiro Machado Complex dominate over other lithologies (Fig. 2). These granitoids are gray, have equigranular to porphyric textures, predominantly granodioritic composition, calc-alkaline affinity, U-Pb ages between 610 ± 5 and 612 ± 2 Ma and are interpreted as subduction-related active continental margin granitoids (Fernandes *et al.* 1995; Babinski *et al.* 1997; Philipp *et al.* 2002; Ramos & Koester 2014). Within the Pinheiro Machado Complex, the Piratini Gneisses (metric to decametric xenoliths with tonalitic to granodioritic composition, U-Pb ages of 781 Ma) and the Basement Septa unit (mega-xenoliths of calc-silicate gneiss, biotite-rich gneiss, amphibolite, quartzite, and schist, U-Pb ages of 781 ± 5 Ma) are found and interpreted as Early Brasiliano crust remnants and Paleo to Mesoproterozoic basement septa (Fragoso César *et al.* 1986; Figueiredo *et al.* 1990; da Silva *et al.* 1999; Wildner *et al.* 2005).

Local geology

The Arroio Grande Ophiolitic Complex is a meta-ultramafic-mafic-sedimentary rock association, cut in two by a large granitic body (Três Figueiras granite) and affected by ductile shear zones (Ayrosa Galvão and Arroio Grande shear zones) with N50-80°E and secondary E-W directions. In the northern area, centimetric to kilometric xenoliths of the three main units (meta-ultramafic, meta-mafic and metasedimentary) occur within Pinheiro Machado Complex granitoids (Fig. 2A). In the southern area, the biggest meta-ultramafic and meta-mafic bodies are found (Fig. 2B).

The meta-ultramafic unit is represented by talc-serpentine schists, tremolitites and chloritites. Based on petrographic comparison with similar occurrences found in the literature (*e.g.* Strieder 1992; Hartmann & Remus 2000) and microscopic features, they were interpreted in previous works (Ramos 2011; Ramos & Koester 2014) as the product of contact metasomatism between serpentinites and chemically contrasting rocks, forming fronts of talcification, tremolitization and chloritization from a serpentinite core.

These rocks form NE-SW metric to decametric discontinuous elongated bodies (Fig. 3A) are fine to medium grained, show sub-vertical millimetric schistosity, sub-horizontal stretching lineation and frequently show folds. The less competent talc-rich schists locally show crenulation cleavages. The meta-ultramafics are commonly found together in the same outcrop in diffuse to gradational contacts (Fig. 3B). No relict igneous minerals (except probably the chromites) or textures are preserved. Intensive alteration makes it difficult to study this unit.

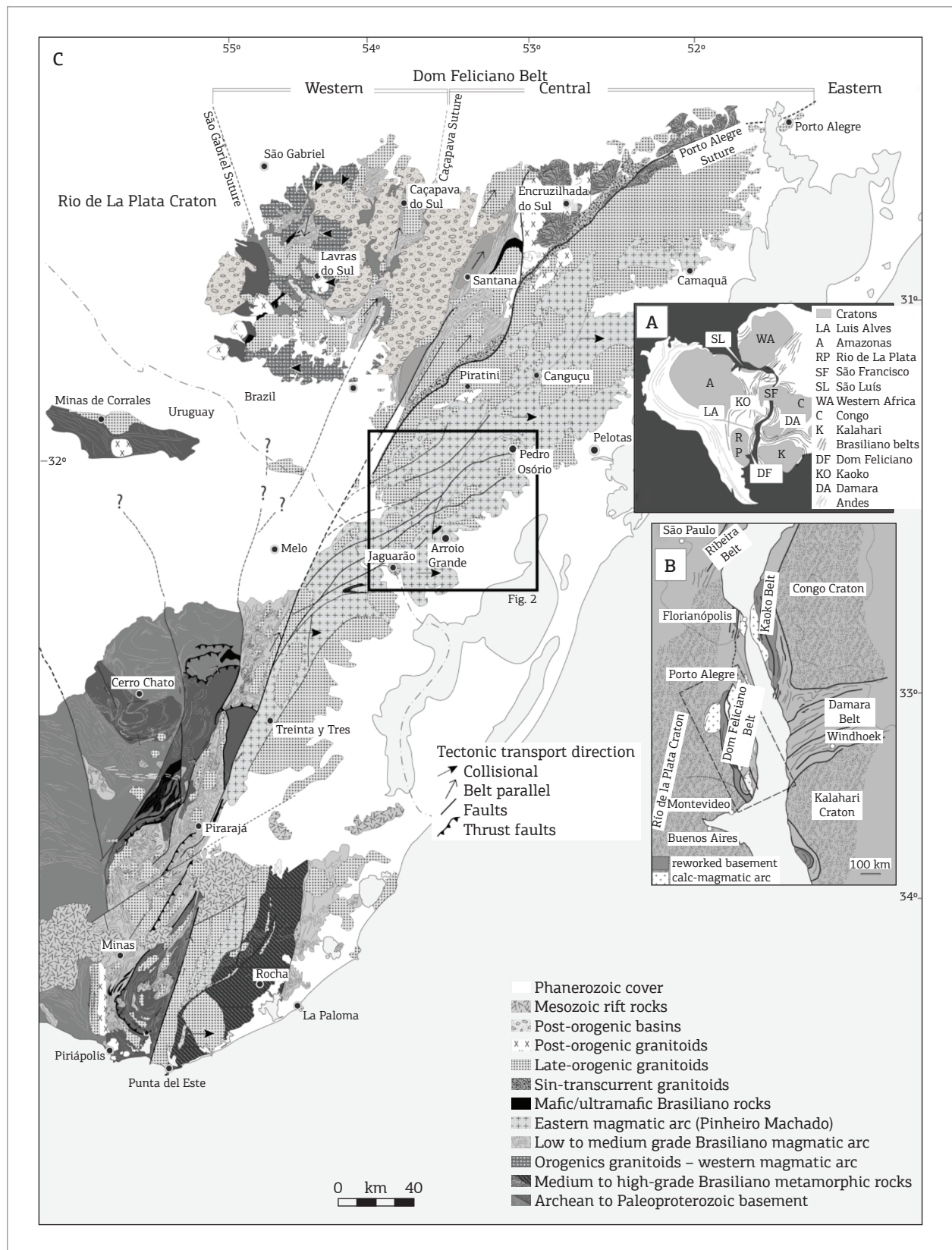


Figure 1. Lithotectonic map of Sul-rio-grandense and Uruguayan shields. (A) Gondwana configuration with main cratonic areas and belts related to Dom Feliciano Belt. (B) Localization of Dom Feliciano Belt and adjacent African belts in the Gondwana configuration. (C) Geological map of Dom Feliciano Belt and Río de La Plata Craton in South Brazil and Uruguay (modified from Lenz *et al.* 2013).

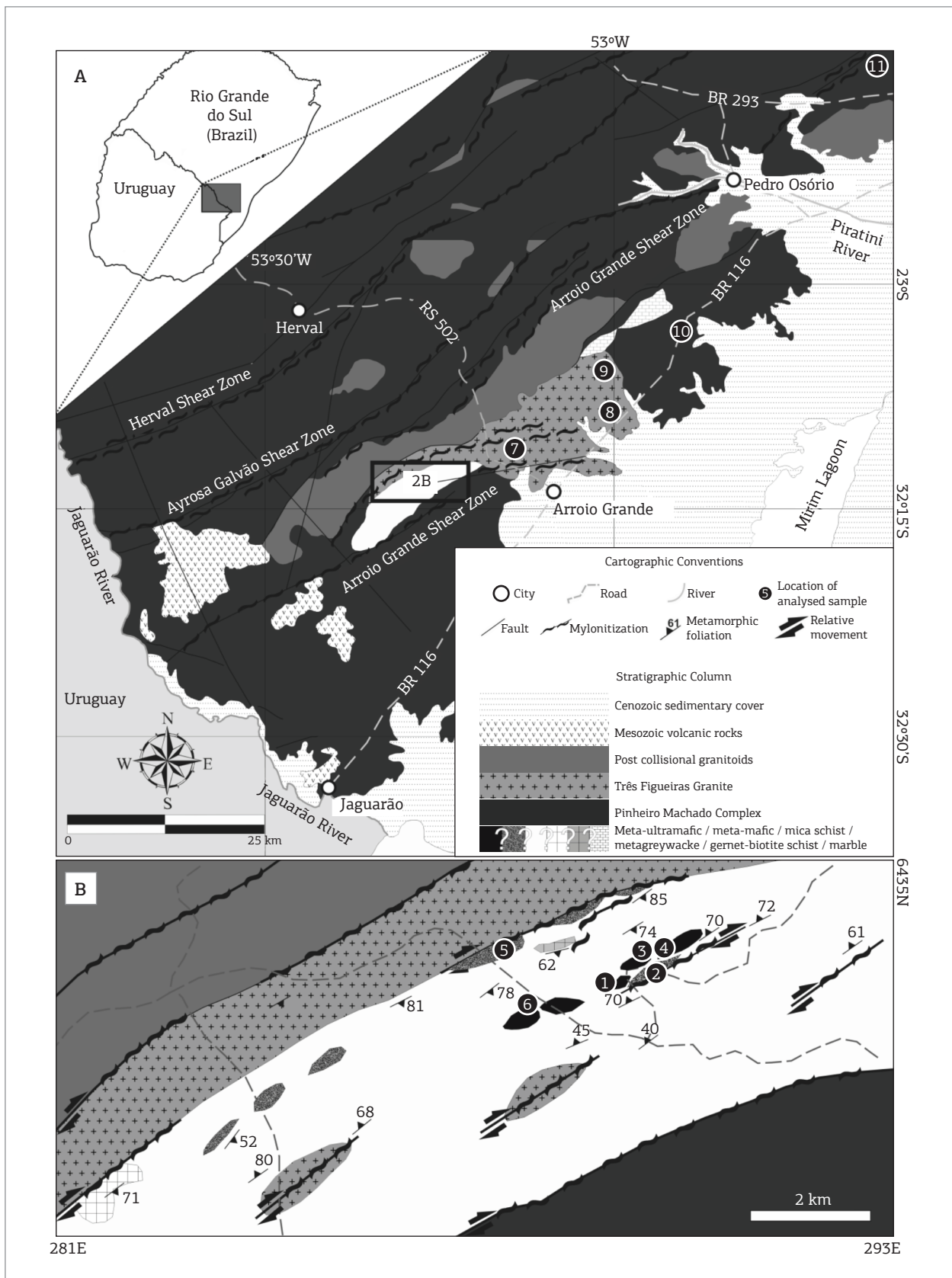


Figure 2. Geological map. (A) Southernmost Sul-río-grandense Shield. (B) Detail of the southern area. Location of collected samples: (1) PU-1B, PU-1C and PU-1F. (2) PU-2B. (3) PU-3B and PU-3D. (4) PU-3E and PU-3F. (5) PU-20. (6) PU-49B. (7) PF-41D. (8) PF-43A. (9) PF-74C. (10) PF-47A. (11) PMB-2I and PMB-2F.

The talc-serpentine schists are constituted by aggregates of talc and serpentine (both $\approx 50 - 70\%$) and minor tremolite, clinocllore and disseminated chromite. The tremolitites are composed by $\approx 90\%$ tremolite and subordinated clinocllore, talc and disseminated chromite. The chloritites are constituted by $\approx 95\%$ clinocllore and minor ilmenite (1 – 2%), zircon (1 – 2%), serpentine and tremolite. One chloritite sample shows the presence of Cr-chlorite (kämmererite or kotschubeite), detected in X-ray diffraction analysis. The chromites found in talc-serpentine schists and tremolitites (Fig. 3C) are anhedral, fine to medium grained ($< 1 - 5$ mm). Stretching lineations are common,

marked by cataclastic (pull-apart) textures. Chromite accumulations in layers or pods are not found.

The meta-mafic unit is represented by epidote amphibolites, metadiorites and metagabbros. The epidote amphibolites form NE-SW centimetric to decametric discontinuous elongated bodies (Fig. 3D), are fine grained and show millimetric irregular and discontinuous banding marked by quartz and plagioclase. The metadiorites and metagabbros are centimetric to metric, found as xenoliths within granitoids (Pinheiro Machado and Três Figueiras; Fig. 3E).

The epidote amphibolites are fine to medium grained, massive to foliated, mainly constituted by hornblende

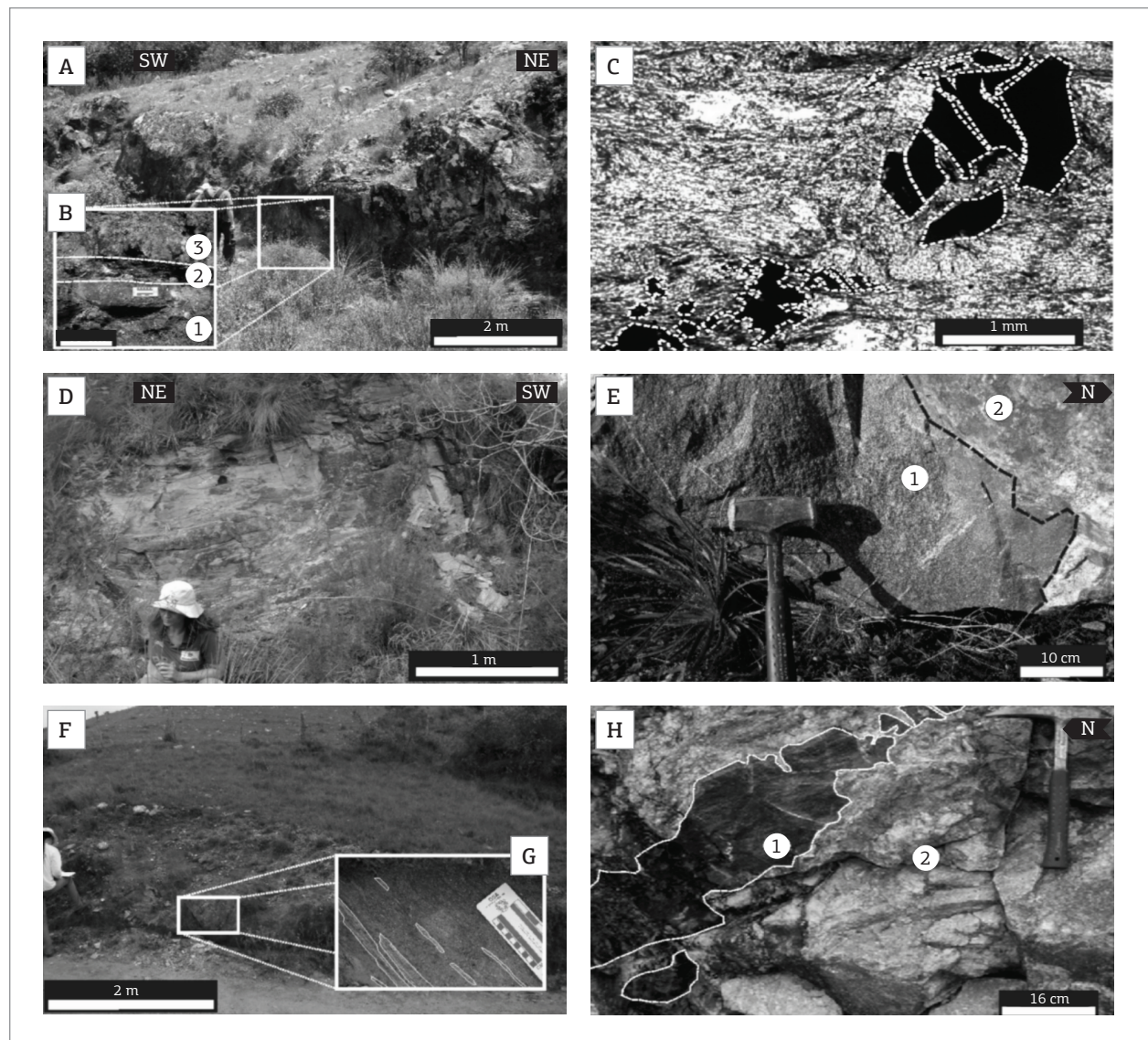


Figure 3. (A) Meta-ultramafic outcrop (location 4 in Fig. 2B). (B) Layers of (1) talc-serpentine schist (2) chloritite and (3) tremolitite. (C) Photomicrograph showing chromite grains with pull-apart texture in a matrix of talc and serpentine (talc-serpentine schist, sample PU-3B). (D) Epidote amphibolite outcrop (location 2 in Fig. 2B). (E) Xenolith of (1) metagabbro within (2) Pinheiro Machado Granite (location 11 in Fig. 2B). (F) Mica schist outcrop. (G) Detail of the outcrop showing lenses of quartzite parallel to the foliation of the schist. (H) (1) marble and (2) fragment of a deformed amphibolite dike.

($\approx 30 - 55\%$), plagioclase ($\approx 20 - 40\%$), epidote ($\approx 5 - 20\%$) and quartz ($\approx 5 - 10\%$), with minor biotite, chlorite, apatite, titanite and opaques. They show nematoblastic textures and paragenesis of epidote-amphibolite to amphibolite facies. The metadiorites and metagabbros are medium to coarse grained, massive to foliated, composed by green to brown hornblende ($\approx 40 - 50\%$), augite ($0 - 30\%$), plagioclase ($\approx 40\%$), quartz ($\approx 5 - 10\%$), and minor chlorite, biotite and disseminated pyrite and chalcopyrite. They occasionally show nematoblastic textures.

The metasedimentary unit is represented by mica schists, quartzites, metagreywackes, garnet-biotite schists and marbles. The mica schists form metric to kilometric bodies (Fig. 3F), associated with centimetric to metric quartzite lenses (Fig. 3G), and are also tectonically intercalated with granitoids (Pinheiro Machado and Três Figueiras), meta-ultramafic-mafic rocks, metagreywackes and garnet-biotite schists. They are also found as metric xenoliths within Três Figueiras granite. The marbles are metric to kilometric lenses bounded by granitoids (Pinheiro Machado Complex), with centimetric to decimetric calc-silicate reactions and amphibolite intercalations, cut by deformed amphibolite dikes (Fig. 3H). The metagreywackes form metric to decametric bodies, generally found in contact with centimetric to metric folded leucogranitic veins.

The mica schists are fine to medium grained, constituted by quartz ($\approx 40\%$), muscovite (≈ 25 to 30%), biotite ($\approx 15\%$) and plagioclase ($\approx 15\%$), with predominantly lepidoblastic textures and paragenesis of greenschist facies. The quartzites are medium grained, massive to foliated, composed by quartz ($\approx 80\%$) and minor feldspar, muscovite and tourmaline, with predominantly granoblastic textures. The metagreywackes are fine grained, massive, present quartz-feldspathic composition with a biotite + clay pseudomatrix (up to 50%). The garnet-biotite schists are fine to medium grained, constituted by biotite ($\approx 40\%$), quartz ($\approx 30\%$), feldspar ($\approx 15\%$), garnet ($\approx 10\%$) and opaques, with predominantly lepidoblastic texture and amphibolite facies metamorphic paragenesis. The marbles are composed by calcite ($\approx 70\%$), diopside ($\approx 15\%$), and minor titanite and opaques ($\approx 5 - 10\%$), with predominantly granoblastic textures and paragenesis of hornblende hornfels facies.

Intense muscovitization and tourmalinization occur, related to the release of hydrothermal fluids by the cooling and emplacement of the Três Figueiras granite (Ramos & Koester 2014). These hydrothermalites (muscovitites and tourmalinites) cross-cut Arroio Grande Ophiolitic Complex mica schists. The muscovitites form metric to decametric veins of monomineralic rock. The tourmalinites are massive or layered and form centimetric to metric lenses and veins, constituted by fine to medium grained tourmaline (schorlite-dravite group; $50 - 95\%$), quartz, muscovite and biotite.

MATERIALS AND METHODS

Seventeen representative and less altered samples were collected in the outcrops marked in Fig. 2. All the meta-ultramafic samples were collected in the southern area of the studied complex, where the best outcrops are found (Fig. 2B – locations 1, 3, 4 and 6). The meta-mafic samples were collected in outcrops located in the southern area (Fig. 2B – sample PU-2B in location 2, and PU-20 in location 5), in xenoliths within Três Figueiras granite (Fig. 2A – sample PF-41D in location 7, sample PF-43A in location 8 and sample PF-74C in location 9), and in the northern area (Fig. 2A – sample PF-47A). At the northeastern limit of the Ayrosa Galvão shear zone (Fig. 2 – location 11), two metagabbro samples (PMB-2I and PMB-2F) were collected in xenoliths within Pinheiro Machado Complex granitoids in order to compare with the meta-mafics found further southwest in the main studied area.

Both meta-ultramafic and meta-mafic units were prepared in the Sample Preparation Laboratory at the Geosciences Institute, Rio Grande do Sul Federal University (Brazil). The samples were crushed and pulverized in a hydraulic press and in an agate grinding mill. After the preparation, they were analyzed in Acme Analytical Laboratories Ltd. (Canada) for whole rock geochemical data (packages 4A and 4B – whole rock major, minor and trace elements). The major and trace elements were analyzed by Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry and the rare earth elements (REE), by Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry. The loss on ignition (LOI) was determined by heating the powdered samples for 60 minutes at $1,000^\circ\text{C}$.

LITHOGEOCHEMISTRY

This section presents the results of the lithogeochemical analyses (Tables 1 and 2), as well as their discussion and interpretation. Major and minor elements are expressed as oxide weight percentages (wt%). The trace elements are expressed as parts per million (ppm) and total iron, as Fe_2O_3^* .

The meta-ultramafics have SiO_2 contents between 25.51 and 59.68 wt%. The enrichment in silica is directly related to the increase of talc content, reflecting its mineral composition ($\approx 63\% \text{SiO}_2$). The chlorite-rich samples show low SiO_2 values, reflecting the chemical composition of this mineral ($\approx 30\% \text{SiO}_2$). The same relationship is seen for Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , and MnO contents, which also reflect the chlorite chemistry. The MgO concentration does not show great variation (22.93 to 28.98 wt%) and the talc-rich samples show the highest values. The Rb (average 1.8 ppm), Co (average 68.5 ppm), V (average 67 ppm), U and Th (average 0.05 and 0.02 ppm, respectively, not including the chloritites, which have anomalous contents influenced by the presence of zircon), and the elevated Cr and

Table 1. Whole rock composition of representative samples from the meta-ultramafic unit.

Sample	PU-1B	PU-1C	PU-1F	PU-3B	PU-49B	AP-23B	PU-3D	PU-3E	PU-3F
Rock	talc-serpentine schist	talc-serpentine schist	talc-serpentine schist	talc-serpentine schist	talc-serpentine schist	tremolite	tremolite	chloritite	chloritite
SiO ₂	59.44	59.10	59.68	58.23	54.50	35.71	36.26	25.51	35.39
Al ₂ O ₃	0.90	1.41	0.83	1.66	2.72	15.05	14.34	20.37	15.30
Fe ₂ O ₃ *	4.79	5.67	5.73	4.57	5.65	10.69	10.90	14.90	10.80
MnO	0.05	0.08	0.05	0.03	0.08	0.10	0.15	0.18	0.13
MgO	28.53	27.20	26.76	28.98	24.13	25.37	23.11	24.24	22.93
CaO	0.17	0.20	0.17	0.07	6.16	3.16	3.49	0.01	1.99
Na ₂ O	0.02	0.15	0.10	0.04	0.08	0.02	0.14	–	0.07
K ₂ O	–	0.14	0.04	0.02	0.09	–	0.08	–	0.05
TiO ₂	0.02	0.02	0.04	0.02	0.06	0.21	0.32	3.20	0.90
P ₂ O ₅	–	0.01	0.02	0.02	0.03	–	0.01	0.11	0.02
LOI	5.1	5.5	5.6	5.8	6.1	8.9	10.4	10.5	11.9
Total	99.02	99.48	99.02	99.44	99.60	99.21	99.23	99.02	99.48
Sc	3	7	4	2	9	6	13	38	22
Be	–	2	–	–	–	1	–	3	5
V	18	–	37	–	37	87	141	159	124
Cr	1923	1560	1841	1765	1930	1505	2880	403	1184
Co	67.3	65.6	70.9	74.5	24.8	75.0	69.0	86.2	83.3
Ni	1595	1536	1508	1845	490	1127	1812	1005	1567
Cu	1.0	2.3	6.6	0.6	35.7	36.6	7.1	10.2	3.7
Zn	6	13	7	11	36	32	86	33	91
Ga	1.1	3.7	1.6	2.8	4.4	20.0	21.8	23.5	23.6
Rb	–	4.0	2.9	1.1	3.3	0.4	2.4	0.1	2.1
Sr	0.6	1.2	11.8	2.1	15.5	3.6	12.1	3.9	8.9
Y	6.8	1.3	1.3	0.2	3.4	2.8	11.4	297.0	34.2
Zr	0.5	3.7	4.3	1.0	7.1	1.8	8.5	866.6	222.6
Nb	–	0.7	0.3	0.8	1.0	1.7	4.8	43.6	10.8
Mo	–	–	–	–	0.1	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	1
Cs	–	–	–	0.2	0.1	–	0.2	–	0.2
Ba	–	2	11	3	7	2	35	10	11
La	10.1	1.4	1.7	0.5	5.2	1.4	4.9	413.0	26.4
Ce	3.2	2.3	1.5	0.4	12.5	2.0	16.5	252.8	30.3
Pr	2.78	0.35	0.27	0.05	1.12	0.30	1.25	94.43	5.94
Nd	10.7	1.5	1.1	–	5.3	1.5	5.7	350.9	25.1
Sm	2.00	0.32	0.27	0.06	0.86	0.21	1.22	65.22	4.90
Eu	0.51	0.05	0.07	–	0.23	0.12	0.39	15.30	1.05
Gd	1.59	0.26	0.26	–	0.91	0.29	1.38	57.51	5.73
Tb	0.26	0.03	0.05	–	0.10	0.05	0.22	8.78	0.88
Dy	1.65	0.38	0.25	0.13	0.90	0.32	1.81	54.14	6.45
Ho	0.29	0.04	0.06	–	0.11	0.11	0.36	11.27	1.22
Er	0.67	0.15	0.18	0.03	0.37	0.26	0.99	32.79	3.35
Tm	0.14	0.02	0.03	–	0.07	0.04	0.19	4.56	0.56
Yb	0.87	0.14	0.16	0.08	0.58	0.20	1.29	29.16	3.32
Lu	0.12	0.02	0.03	–	0.07	0.04	0.17	4.39	0.44
Hf	–	–	–	–	0.2	–	0.2	22.0	5.2
Ta	–	–	–	–	–	–	0.1	3.0	0.5
W	–	0.9	–	0.9	1.7	–	–	1.0	2.9
Tl	–	–	–	–	–	–	0.1	–	–
Pb	–	0.6	0.7	–	1.5	0.4	0.6	4.9	2.4
Bi	0.3	0.3	1.4	–	1.7	0.2	0.1	–	–
Th	–	–	0.2	–	0.5	–	0.7	50.2	10.4
U	–	–	0.2	–	–	0.2	–	4.1	1.3

Table 2. Whole rock composition of representative samples from the meta-mafic unit.

Sample	PF-43A	PF-41D	PF-74C	PMB-2I	PMB-2F	PF-47A	PU-2B	PU-20
Rock	metadiorite	metagabbro	metagabbro	metagabbro	metagabbro	epidote amphibolite	epidote amphibolite	epidote amphibolite
SiO ₂	55.75	50.89	40.74	49.14	47.93	49.13	47.61	51.40
Al ₂ O ₃	13.89	15.35	15.41	15.11	15.05	14.78	15.06	15.70
Fe ₂ O ₃ *	6.89	8.45	17.84	11.19	11.29	8.98	11.73	11.58
MnO	0.11	0.14	0.18	0.19	0.19	0.15	0.18	0.18
MgO	8.01	9.37	6.99	7.58	8.43	8.93	6.49	5.60
CaO	6.27	7.86	12.64	8.33	8.89	7.93	13.54	9.14
Na ₂ O	2.58	2.55	0.78	2.80	2.82	1.17	1.81	3.12
K ₂ O	2.03	1.67	0.88	2.17	1.96	3.59	0.27	0.26
TiO ₂	0.68	0.88	1.93	1.35	1.10	0.65	1.64	1.18
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.11	0.15	0.21	0.08	0.15	0.06
LOI	3.3	2.4	2.1	1.7	1.8	4.3	1.3	1.5
Total	99.69	99.64	99.60	99.71	99.69	99.69	99.78	99.73
Sc	17	21	47	27	26	29	40	40
Be	2	2	–	–	–	–	–	1
V	126	171	690	328	270	199	272	265
Cr	609	609	21	369	356	513	267	404
Co	31.5	38.7	69.0	44.5	48.0	40.6	49.8	47.3
Ni	225	241	12	102	116	178	137	117
Cu	14.2	41.5	195.7	15.2	8.3	8.4	63.0	30.3
Zn	54	39	50	72	66	70	18	39
Ga	15.0	15.2	19.8	23.2	20.2	15.4	16.1	13.9
Rb	95.9	56.6	31.2	138.9	121.7	161.8	2.8	10.2
Sr	505.4	480.4	558.6	381.8	472.9	186.3	136.6	74.2
Y	17.7	18.9	20.9	24.7	21.6	16.7	27.1	25.7
Zr	145.8	126.2	43.3	119.0	103.6	75.7	107.8	61.0
Nb	6.1	6.1	3.6	9.0	4.9	2.4	5.3	2.6
Mo	0.5	0.5	0.2	0.8	0.2	0.4	–	0.1
Sn	–	–	2	3	1	–	2	–
Cs	6.6	3.9	2.8	7.9	5.5	8.9	0.1	0.4
Ba	435	364	197	287	289	668	34	66
La	29.4	23.9	12.4	20.0	16.8	9.1	5.2	4.7
Ce	59.4	48.3	29.9	51.9	38.6	15.2	13.8	11.2
Pr	6.53	5.40	4.46	6.81	5.28	2.20	2.22	1.70
Nd	25.5	22.0	20.4	28.2	25.2	9.4	12.0	8.6
Sm	4.74	4.51	4.23	6.38	5.64	2.07	3.48	2.85
Eu	1.19	1.29	1.20	1.70	1.53	0.70	1.27	1.00
Gd	4.20	4.00	4.39	6.28	5.29	2.39	4.45	3.83
Tb	0.55	0.56	0.66	0.79	0.70	0.39	0.78	0.70
Dy	3.44	3.22	3.93	5.50	4.19	2.80	5.32	4.76
Ho	0.66	0.64	0.83	0.91	0.69	0.54	0.99	0.99
Er	1.68	1.78	2.37	2.47	2.00	1.75	3.58	3.06
Tm	0.24	0.28	0.35	0.36	0.29	0.26	0.44	0.44
Yb	1.57	1.59	2.11	2.37	1.73	1.66	2.65	2.76
Lu	0.21	0.23	0.30	0.37	0.26	0.26	0.42	0.44
Hf	3.9	3.2	1.6	4.1	3.1	1.8	3.0	1.9
Ta	0.4	0.5	0.3	0.5	0.3	0.1	0.5	0.1
W	–	1.0	0.5	0.6	–	0.7	–	–
Tl	0.4	0.3	–	0.8	0.7	0.8	–	–
Pb	1.9	2.1	1.3	2.0	2.0	1.2	0.2	0.4
Bi	–	–	–	0.1	0.1	–	–	–
Th	6.0	3.4	1.0	5.7	2.2	2.2	0.3	0.4
U	0.7	0.6	0.2	5.4	0.6	0.8	–	–

LOI: loss on ignition.

Ni contents (average 1,666 and 1,387 ppm respectively) are consistent with peridotites (upper mantle or crustal cumulates) (Coleman 1977; Wilson 1989) and discard a possible sedimentary origin (*e.g.* dolomites and dolomitic marls).

In general, the meta-mafics have major element composition consistent with the average oceanic basalt composition of Metcalf and Shervais (2008). Average Cr, Ni, V, Co and Zr contents are consistent with gabbroic and basaltic compositions of Coleman (1977).

Element mobility

Due to mobility during metamorphic, hydrothermal and weathering processes, the relationship of the elements with the LOI (which reflects the volatile content of the samples) was investigated. The meta-ultramafics show high LOI values (5.1 – 11.9 wt%), indicating large content of hydrated phases. The meta-mafics have lower LOI values (1.3 – 4.3 wt%).

In major and minor elements *versus* LOI diagrams (Fig. 4), the meta-ultramafics show negative SiO_2 and positive Al_2O_3 , Fe_2O_3^* and MnO correlations. It represents chloritization and tremolitization processes, that increase especially water and Al_2O_3 contents and decrease the silica content of the rocks. Sample PU-49 (talc-serpentine schist) has the higher LOI and CaO contents, possibly indicating the presence of carbonate. The meta-mafics show positive MgO and K_2O and negative CaO, MnO and TiO_2 correlations with LOI (Fig. 4), possibly indicating the transformation of augite in hornblende, biotite and chlorite, which is consistent with thin section observations.

In trace elements *versus* LOI diagrams (Fig. 4), the meta-ultramafic samples show a positive V correlation that could represent the formation of magnetite and ilmenite during hydration. The meta-mafics show positive Cr, Ba and Rb correlations with LOI (Fig. 4) and may represent the formation of biotite.

In Figure 5A (REE + Y diagram), the talc-serpentine schists do not show relationship between LOI and the enrichment in these elements. They show an increase in light REE of 2 – 30 times chondritic values, and in heavy REE of 1 – 6 times (except 1 sample that is depleted in all REE, barring La). On the other hand, the tremolitites and chloritites show a clear relationship between LOI and the enrichment in REE + Y (Fig. 5B). The tremolitites have 6 – 11 times chondritic values to light REE and 2 – 7 times to heavy REE. The chloritites show higher enrichments: 100 – 1,100 times to light REE and 20 – 110 to heavy REE. These contents, much higher than the chondrite and also higher than the expected for serpentinites, suggest interaction with external fluid sources and an overlay of REE values caused by metasomatic processes subsequent to the protoliths serpentinization (Paulick *et al.* 2006).

Although varying in the contents, the REE distribution patterns of all meta-ultramafic samples show similar shapes, indicating a common source. The patterns ranging from

slightly concave to flat in the middle and heavy REE are similar to the serpentinites derived from oceanic peridotites and those infiltrated by basaltic melts of Peltonen and Kontinen (2004). The negative Ce and Eu anomalies may indicate hydrothermal interactions, weathering and serpentinization, all of them caused by oceanic waters (D'Orazio *et al.* 2004; Spandler *et al.* 2008; De Hoog *et al.* 2009).

The meta-mafic samples do not show evident relationship between REE and LOI contents (Fig. 5C). The light REE vary from 20 to 100 times chondritic values. The heavy REE show a relatively flat pattern, without great variation (8 to 20 times chondritic values).

Tectonic environments

Chemical modifications caused by serpentinization and subsequent metasomatism, together with the absence of relict igneous minerals or textures, make it difficult to define clearly the protoliths of the meta-ultramafics and their tectonic environment of formation on the basis of the available data. However, some considerations can be made. As already discussed in Litho geochemistry section, the high Cr and Ni contents of these rocks point to a peridotite protolith (upper mantle or crustal ultramafic cumulate). In the Cr *versus* Ni diagram (Fig. 5D), the samples plot in the ophiolitic cumulates and associated mantle-derived ultramafic rocks field, except for one talc schist sample, which has lower Ni content. All meta-ultramafic samples (except the chloritites, which have anomalous Zr contents) plot in the ocean floor peridotite field of Fig. 5E.

The less altered and less modified meta-mafic samples provided a large amount of clues about the tectonic environments in which their protoliths may have been formed. The Zr, P_2O_5 , Nb and Y contents indicate a tholeiitic (oceanic) chemical affinity (Fig. 5F). In Figs. 5G and 5H diagrams, the samples plot in the mid-ocean ridge basalts (MORB) fields (except sample PF-47A, which has lower Y content; Fig. 5H). The MORB field of Fig. 5H includes back-arc basin basalts (Pearce *et al.* 1984). Sample PF-74C plots in the volcanic arc (Fig. 5G) and arc tholeiites (Fig. 5H).

In the MgO/TiO_2 *versus* Zr diagram (Fig. 5I), samples PF-74C and PU-20 plot in the primitive or evolved island arc gabbro field. All other samples plot in the normal mid-ocean ridge (MOR) (cumulate) gabbro field.

In the Th-Ta-Hf/3 diagram (Fig. 5J), most of the samples plot in the supra-subduction zone (SSZ) (*i.e.* The region above an active subduction zone like forearcs, back-arcs and volcanic arcs) basalts field, with exception of one epidote amphibolite sample (PU-2B), which plots in the enriched MORB (E-MORB) field (this field also includes back-arc basin basalts with no detectable subduction component; Pearce *et al.* 1984). According to Hawkins (2003), the addition of sediments in the magma source, expected in a subduction zone setting, shifts the composition toward the Th apex of the diagram.

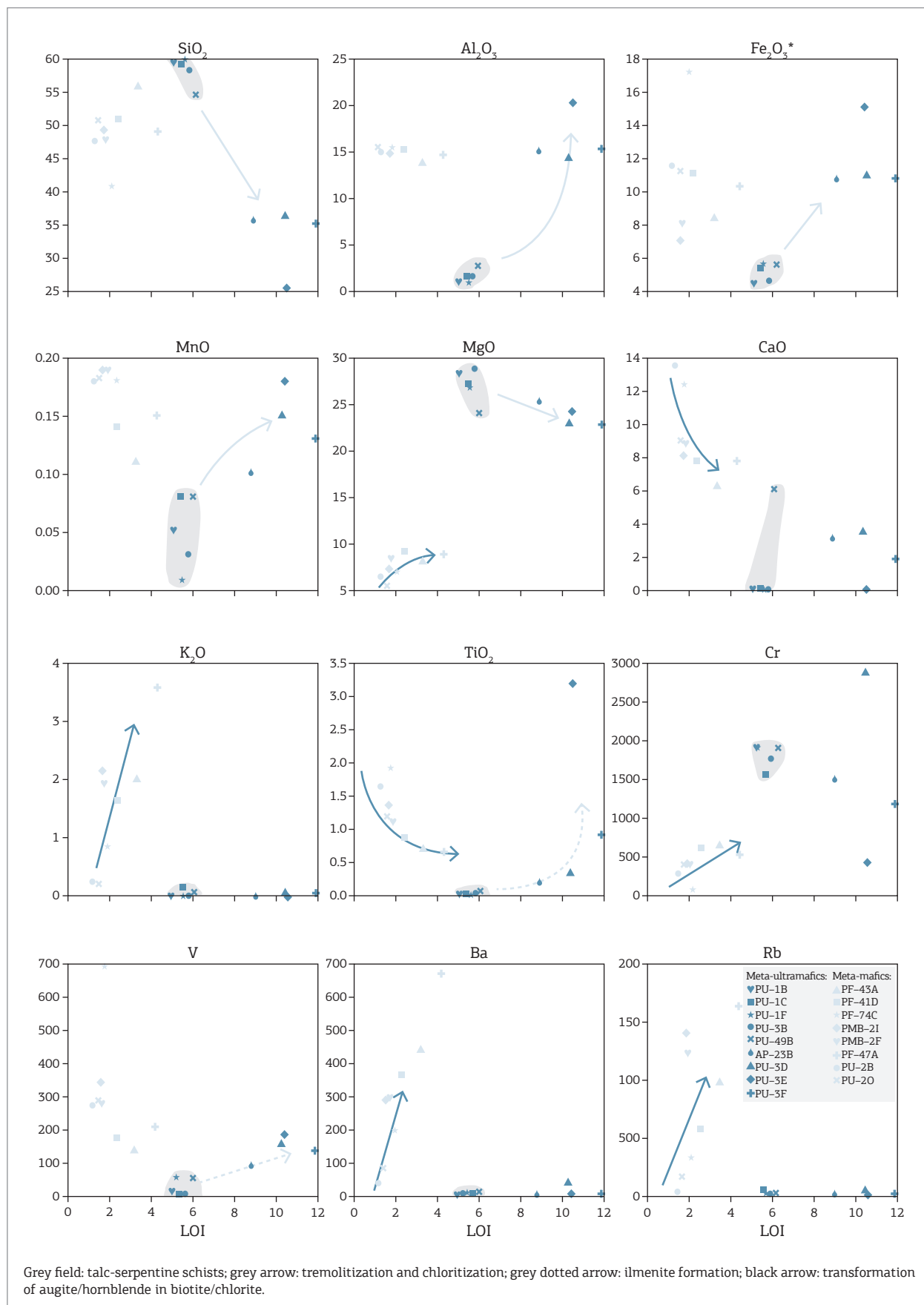


Figure 4. Bivariate diagrams of major, minor and trace elements versus loss on ignition.

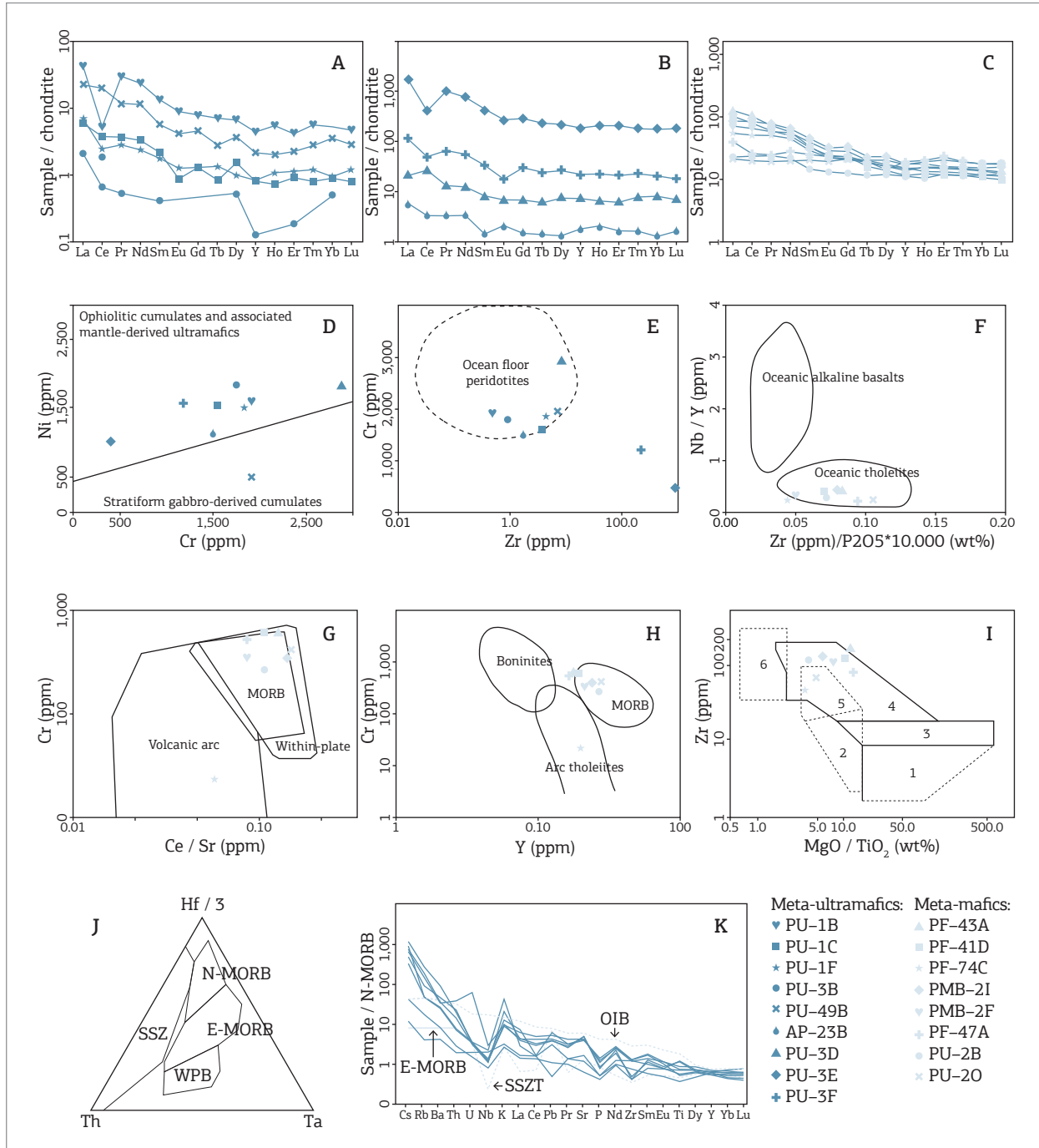


Figure 5. (A) Chondrite normalized (McDonough and Sun 1995) REE + Y diagrams to the talc-serpentine schist samples. (B) Tremolite and chloritite samples. (C) Meta-mafic samples. (D) Cr versus Ni classification diagram, discrimination between mantle- or gabbro-derived cumulates (modified from Floyd *et al.* 2000). (E) Zr versus Cr classification diagram (Splander *et al.* 2008). (F) Zr/P₂O₅ * 10000 versus Nb/Y diagram, tholeiitic or alkaline affinity for oceanic basalts (modified from Floyd & Winchester 1975). (G) Ce/Sr versus Cr diagram, discrimination between basalts (modified from Pearce 1982). MORB: mid-ocean ridge basalts. (H) Y versus Cr diagram, discrimination between basalts (modified from Dilek *et al.* 2007). (I) MgO/TiO₂ versus Zr ocean-floor related gabbros diagram, discrimination between (1) primitive mid-ocean ridge (MOR) gabbros, (2) primitive island-arc gabbros, (3) primitive MOR (cumulate) gabbros and normal MOR (cumulate) gabbros, (4) normal MOR (cumulate) gabbros, (5) primitive island-arc gabbros and evolved island-arc gabbros, (6) ocean island cumulate gabbros (modified from Biermanns 1996). (J) Th-Ta-Hf/3 ternary diagram (modified from Wood *et al.* 1981). N-MORB: normal MORB; E-MORB: enriched MORB; WPB: within-plate basalts; SSZ: supra-subduction zone. (K) N-MORB normalized (Sun & McDonough 1989) spidergram: average ocean island basalts (OIB), E-MORB and supra-subduction zone tholeiites (SSZT) from Metcalf and Shervais (2008).

In the normal MORB (N-MORB) normalized spidergram (Fig. 5K), the zigzag REE patterns are typical of supra-subduction zone, where subducting slab-derived elements (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, La, Ce, Pb, Sr) superimpose that of the mantle wedge (Nb, Zr, Sm, Eu, Ti, Dy, Y, Yb, Lu). The sample PU-2B is an exception, showing a pattern similar to the E-MORB. The same occurs with the Pb anomalies: the PU-2B sample shows Pb negative anomaly, typical of MORB, while all the other samples show positive Pb anomalies (and also Ce negative anomalies), which suggests influence of sediments in the magma composition in a subduction zone setting (Hawkesworth *et al.* 1993; Marini *et al.* 2005; Godard *et al.* 2006; Metcalf & Shervais 2008).

The high Ce/Pb (> 10) ratios of all meta-mafics indicate a MORB affinity (Plank 2005). To Pb/Ce ratios, the typical MORB value is ≈ 0.04 and all the samples show this feature, except PF-47A and PMB-02F samples, which have higher values suggesting contamination of the mantle source by crustal material and fluid flux in a subduction zone setting (Porter & White 2003; Rollinson 2007). The La/Nb and Th/La ratios (ranging from MORB to sediment-contaminated basaltic magmas) together with Sr/Nd ratios (indicating enrichment of the magma source caused by oceanic waters and subduction zone-derived fluids) seem to reinforce the above assumption (Thompson *et al.* 1984; McDonough & McCulloch 1987; Metcalf *et al.* 2000; Plank 2005; Koglin *et al.* 2009).

Both MORB and back-arc basin basalts share geochemical features mainly when the spreading center of the basin is distal from the subduction zone (Pearce *et al.* 1984; Hawkins 2003; Pearce & Stern 2006; Metcalf & Shervais 2008; Dilek & Furnes 2011). The meta-mafic samples concomitantly show a MORB signature and the influence of subduction components, which suggests, in the proposed suprasubduction zone model, that the back-arc basin region is the most suitable tectonic environment of formation of the epidote amphibolite, metadiorite and metagabbro protoliths. According to Hawkins (2003), the vast majority of MORB geochemical signatures found in ophiolites represents oceanic crust formed in a back-arc basin setting.

Metasomatism of former serpentinite bodies

On the basis of the available data, it is not possible to define precisely yet if the metasomatism of former serpentinite bodies, responsible for the formation of talc-, tremolite- and chlorite-rich zones, occurred after their incorporation into the orogenic belt or in the ocean floor. In orogenic belts, metasomatism is common in the contact of ultramafic bodies and the country rocks (usually quartz-feldspathic) in regional metamorphic terrains, a set where silica-rich fluids migrate from the country rocks to the ultramafics, often generating virtually monomineralic metasomatic zones around the peridotitic/

serpentinitic core (Brady 1977; Coleman 1977; Evans 1977; Bucher & Grapes 2011; Bach *et al.* 2013). In the ocean floor setting metasomatic reaction zones mark contacts between ultramafic rocks and gabbroic bodies. Reactions like talcification (partial or total) of serpentinites may occur by Mg removal or Si addition by diffusion, with the chemical changes occurring in the ultramafic/gabbro contact, or by infiltration, when the metasomatic fluids are formed by the gabbro/ocean water interaction and posteriorly infiltrate the ultramafic body through faults and fractures (Bach *et al.* 2013; Klemd 2013). Some factors, like the presence of zircon and ilmenite (1–2%) in the chloritites and their enrichment in REE, suggest that these rocks represent the contact zone between a former serpentinite body and a granitic intrusion, similar to what can be found, in a continental setting, in the Ronda Peridotites, Betic Cordilleras, Spain (Esteban *et al.* 2007).

CONCLUSIONS

Based on major, minor and trace composition, a peridotite protolith is suggested for the meta-ultramafic rocks. The serpentinitization of these protoliths may have happened in the ocean floor by rock/ocean water interaction. The serpentinites were subsequently metasomatized probably in a continental crust setting, forming zones of talcification, chloritization and tremolitization.

The major, minor and trace elements suggest oceanic gabbroic/basaltic protoliths to the meta-mafic unit rocks. These protoliths may have been formed in a supra-subduction zone setting, with magma source contamination by sediments and subduction zone-derived fluids by the closure of a back-arc basin.

The two studied metagabbro xenoliths within Pinheiro Machado Complex granitoids, collected near the northeastern limit of Ayrosa Galvão Shear Zone, have similar geochemical features to the meta-mafics located further southwest. It confirms the presence of Arroio Grande Ophiolitic Complex rocks further northeast.

The results of this lithochemistry study, along with field relationships, rock associations and petrographic evidences, support an oceanic setting to the protoliths of the meta-ultramafic and meta-mafic units. The hypothesis that these rocks represent metamorphosed slices of an ophiolitic complex still seems to be the most reasonable one.

ACKNOWLEDGMENTS

Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS; proc. PQG 10/1509-0) and Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq; proc. PQ 305853/2010-4) for the financial support.

REFERENCES

- Anonymous. 1972. Ophiolites. Penrose Field Conference. *Geotimes*, **17**:24-25.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R., Hartmann L.A., Silva L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**(3-4):263-274.
- Bach W., Jöns N., Klein F. 2013. Metasomatism within the ocean crust. In: Harlov D.E. & Austrheim H. (eds.). *Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes*. Berlin, Springer-Verlag, p. 253-288.
- Biermanns, L. 1996. Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO_2 , SiO_2 , FeO_{tot} , MgO , K_2O , Y and Zr. In: III International Symposium on Andean Geodynamics. Saint-Malo, *Proceedings*, p. 547-550.
- Brady J.B. 1977. Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**:113-125.
- Bucher K. & Grapes R. 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlin, Springer-Verlag, 428 p.
- Coleman R.G. 1977. *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?* Berlin, Springer-Verlag, 229 p.
- D'Orazio M., Boschi C., Brunelli D. 2004. Talc-rich hydrothermal rocks from the St. Paul and Conrad fracture zones in the Atlantic Ocean. *European Journal of Mineralogy*, **16**:73-83.
- Da Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 1999. SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geology Review*, **41**:531-551.
- De Hoog C.J., Janák M., Vrabec M., Froitzheim N. 2009. Serpentinised peridotites from an ultrahigh pressure terrane in the Pohorje Mts. (Eastern Alps, Slovenia): geochemical constraints on petrogenesis and tectonic setting. *Lithos*, **109**(3-4):209-222.
- Dilek Y. & Furnes H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, **123**(3-4):387-411.
- Dilek, Y. & Furnes, H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, **10**(2):93-100.
- Dilek Y., Furnes H., Shallo M. 2007. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, **11**:453-475.
- Dilek Y. & Newcomb S. (eds.). 2003. *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Boulder, Geological Society of America, Special Paper, 373, 504 p.
- Dilek Y. & Robinson P.T. (eds.). 2003. *Ophiolites in Earth history*. London, Geological Society of London, Special Publications, 218, 717 p.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M., Liati, A., Seward, D., Gebauer, D. 2007. Timing and origin of zircon-bearing chlorite schists in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Lithos*, **99**:121-135.
- Evans B.W. 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **5**:397-447.
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrab G.R., Camozzato E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):351-374.
- Figueiredo M.C.H., Fragoso César A.R.S., Kronberg B.L. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, *Anais*, v. 4, p. 1723-1738.
- Floyd P.A., Göncüoğlu M.C., Winchester J.A., Yaliniz M.K. 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (eds.). *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*. London, Geological Society of London, Special Publications, 173, p. 183-202.
- Floyd P.A. & Winchester J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**:211-218.
- Fragoso César A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. E., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia, *Anais*, v. 3, p. 1322-1343.
- Frimmel H.E. 2011. The Chameis Gate Member, Chameis Group, Marmora Terrane, Namibia. In: Arnaud E., Halverson G.P., Shields-Zhou G. (eds.). *The geological record of Neoproterozoic glaciations*, v. 36. London, Geological Society of London, Memoirs, p. 217-221.
- Godard M., Bosch D., Einaudi F. 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, **234**:58-78.
- Hartmann, L.A. & Remus, M.V.D. 2000. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 53-78.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. 1993. Mantle and slab contribution in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **21**:175-204.
- Hawkins J.W. 2003. Geology of supra-subduction zones: implications for the origin of ophiolites. In: Dilek Y. & Newcomb S. (eds.). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Boulder, Geological Society of America, Special Paper, 373, p. 227-268.
- Klemnd R. 2013. Metasomatism during high-pressure metamorphism: eclogites and blueschist-facies rocks. In: Harlov D.E. & Austrheim H. (eds.). *Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes*. Berlin, Springer-Verlag, p. 351-413.
- Koglin N., Kostopoulos D., Reischmann T. 2009. The Lesvos mafic-ultramafic complex. Greece: ophiolite or incipient rift? *Lithos*, **108**:243-261.
- Kusky T.M., Wang L., Dilek Y., Robinson P., Peng S., Huang X. 2011. Application of the modern ophiolite concept with special reference to Precambrian ophiolites. *Science China, Earth Sciences*, **54**(3):315-341.
- Leite J.D. 1997. *A origem dos harzburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 224 p.
- Lenz C., Porcher C.C., Fernandes L.A.D., Masquelin H., Koester E., Conceição R.V. 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic (800 – 767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, **107**(5):785-806.

- Marini J.C., Chauvel C., Maury R.C. 2005. Hf isotope compositions of northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **149**:216-232.
- Marques J.C., Roisenberg A., Jost H., Frantz J.C., Teixeira R.S. 2003. Geologia e geoquímica das rochas metaultramáficas da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):83-94.
- McDonough W.F. & McCulloch M.T. 1987. The southeast Australian lithospheric mantle: isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **86**:327-340.
- McDonough W.F. & Sun S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-254.
- Metcalfe R.V. & Shervais J.W. 2008. Suprasubduction-zone ophiolites: is there really an ophiolite conundrum? In: Wright J.E. & Shervais J.W. (eds.). *Ophiolites, arcs, and batholiths: a tribute to Cliff Hopson*. Boulder, Geological Society of America, Special Paper, 438, p. 191-222.
- Metcalfe R.V., Wallin E.T., Willse K.R., Muller E.R. 2000. Geology and geochemistry of the ophiolitic Trinity terrane, California: evidence of middle Paleozoic depleted supra-subduction zone magmatism in a proto-arc setting. In: Dilek Y., Moores E., Elthon D., Nicolas A. (eds.). *Ophiolites and oceanic Crust: new insights from field studies and the ocean drilling program*. Boulder, Geological Society of America, Special Paper, 349, p. 403-418.
- Paulick H., Bach W., Godard M., De Hoog J.C.M., Suhr G., Harvey J. 2006. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology*, **234**:179-210.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.). *Andesites*. Chichester, Wiley, p. 525-548.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar B.P. & Howells M.F. (eds.). *Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*. London, Geological Society of London, Special Publications, 16, p. 77-94.
- Pearce J.A. & Stern R.J. 2006. The origin of Back-arc Basin Magmas: trace element and isotopic perspectives. In: Christie D.M., Fisher C.R., Lee S.M., Givens S. (eds.). *Back-Arc spreading systems: geological, biological, chemical, and physical interactions*. Washington, American Geophysical Union Monograph, 166, p. 63-86.
- Peel E., Basei M., Sanchez Bettucci L. 2009. La Tuna Complex: a possible neoproterozoic ophiolite. In: American Geophysical Union Joint Assembly, Toronto, Abstracts.
- Peltonen P. & Kontinen A. 2004. The Jormua ophiolite: a mafic-ultramafic complex from an ancient ocean-continent transition zone. In: Kusky T.M. (ed.). *Precambrian ophiolites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, Developments in Precambrian Geology, v. 13, p. 35-71.
- Philipp R.P., Machado R., Nardi L.V.S., Lafon J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(2):277-290.
- Plank T. 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, **46**(5):921-944.
- Porter K.A. & White W. 2003. The deep mantle subduction flux and its implications for mantle Th/U and Pb/Ce ratios. In: American Geophysical Union, Fall Meeting Supplement. San Francisco, Abstracts.
- Ramos, R.C. 2011. *Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, RS*. Bachelor Monography, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 94 p.
- Ramos R.C. & Koester E. 2013. O Complexo Ofolítico Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: 8º Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. Porto Alegre, Abstracts.
- Ramos R.C. & Koester E. 2014. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas em Geociências*, **41**(1):25-38.
- Ramos R.C., Koester E., Masquelin H. 2013. Significado tectônico do Complexo Arroio Grande (Brasil) - La Tuna (Uruguai) e seus possíveis equivalentes neoproterozoicos namibianos. In: 7º Congreso Uruguayo de Geología y 1º Simposio de Minería y Desarrollo del Cono Sur. Montevideo, Abstracts, p. 138-143.
- Rollinson H.R. 2007. *Early earth systems: a geochemical approach*. New York, Blackwell, 296 p.
- Spandler C., Hermann J., Faure K., Mavrogenes J.A., Arculus R.J. 2008. The importance of talc and chlorite "hybrid" rocks for volatile recycling through subduction zones: evidence for the high-pressure subduction mélange of New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **155**:181-198.
- Strieder, A.J. 1992. Serpentinização e metassomatismo em rochas ultramáficas: discussão das características e recomendações para o tratamento geoquímico. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(3):329-337.
- Strieder A.J. & Nelson A.A. 1992. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): I – os protólitos dos corpos de serpentinito. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(3):338-352.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.). *Magmatism in ocean basins*. London, Geological Society of London, Special Publications, 42, p. 313-345.
- Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L., Parry S.J., Simpson P.R., Hutchison R., O'Hara M.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach (and discussion). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **310**(1514):549-590.
- Wildner W., Ramgrab G.E., Lopes R.C., Iglesias C.M.F. 2005. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000*. Porto Alegre, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Chapman & Hall, 466 p.
- Wood D.A., Marsh N.G., Tarney J., Joron J.L., Fryer P., Treuil M. 1981. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc, and trench, sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60. In: Hussong D.M., Uyeda S., Blanchet R., Bleil U., Ellis C.H., Francis T.J.G., Fryer P., Horai K.I., Kling S., Meijer A., Nakamura K., Natland J.H., Packham G.H., Sharaskin A. (eds.). *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, United States Government Printing, v. 60, p. 611-645.

CAPÍTULO 6

*Artigo “Chemistry of chromites from Arroio Grande
Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible
connection with the Nama Group (Namibia)”*



Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia)



Rodrigo Chaves Ramos ^{a,*}, Edinei Koester ^b, Carla Cristine Porcher ^b

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, PO Box 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil

^b Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Bento Gonçalves Avenue, 9500, 91540-000, Porto Alegre, RS, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 22 June 2017

Received in revised form

14 September 2017

Accepted 24 September 2017

Available online 27 September 2017

Keywords:

Geochemistry

Chromite

Ophiolite

ABSTRACT

The present paper shows a mineral chemistry study in chromites found in serpentine-talc schists of the Arroio Grande Ophiolite, located in the southeastern Dom Feliciano Belt, near the Brazil/Uruguay border. Using electron microscope scanning and electron microprobe techniques, this study found a supra-subduction zone signature in the chromites, together with evidence of metasomatism. It corroborates previous hypothesis that suggested a supra-subduction zone origin for the protoliths of the Arroio Grande meta-igneous rocks and a metasomatic origin for the chromite-bearing magnesian schists. The studied chromites present high Cr# (0.65–0.77) and Fe²⁺# (0.88–0.95), low MgO (0.85–2.47 wt%) and TiO₂ (0.01–0.19 wt%) and anomalous high concentration of ZnO (up to 1.97 wt%). The results were compared with chemical data from detrital chromites from the Schwarzsand and Fish River Subgroups of the Nama Group (Namibia), demonstrating that they are compositionally similar with those found in the latter. These chromites, in turn, are believed to have been derived from the oceanic Marmora Terrane (Gariép Belt) in the west (present-day coordinates). Taking into consideration that oceanic metamafites from both the latter and the Arroio Grande Ophiolite share common bulk-rock geochemical features (in this paper interpreted as fragments of the same paleo-ocean floor – the Marmora back-arc basin), it is possible to raise the hypothesis that detrital material derived from the studied ophiolite might also be found in Nama Group. It is reinforced by the fact that sediments (related to the Pelotas-Aiguá Batholith granitoids) derived from the easternmost Dom Feliciano Belt, i.e. the region where Arroio Grande Ophiolite is located, is found in both Schwarzsand and Fish River Subgroups. Thus, we suggest that Arroio Grande Ophiolite detrital sediments might also have contributed to the Nama Basin infilling during Late Ediacaran–Lower Cambrian.

© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Chromite, a member of the spinel group, is a primary mineral in mantle peridotites and its chemical composition retains important petrogenetic and geotectonic information related to the parental magma (which can range from ultramafic to mafic compositions) and its source. Due to this feature, it is considered a petrogenetic indicator, as different environments of formation reflect in specific chemical features (Arai, 1992; Kamenetsky et al., 2001).

This mineral is resistant to physical and chemical weathering and also to the serpentinization of its ultramafic host rock. In the case of totally serpentinized ultramafites its importance is even greater, since primary igneous silicates are absent and chromites are the only minerals whose compositions are closest to the protolith (Proenza et al., 2004).

Starting from this premise, this paper presents a mineral chemistry study in chromites found in serpentine-talc schists of the Arroio Grande Ophiolite (Ramos and Koester, 2015), located in the southeasternmost Dom Feliciano Belt, near the Brazil/Uruguay border. Using scanning electron microscopy and electron microprobe techniques, the present work aims to shed light to previous hypothesis for the petrogenesis and tectonic setting of formation of

* Corresponding author.

E-mail addresses: rodrigo.chaves@ufrgs.br (R.C. Ramos), koester@ufrgs.br (E. Koester), carla.porcher@ufrgs.br (C.C. Porcher).

the Arroio Grande Cr-rich magnesian schist protoliths, in order to insert this ophiolitic association in the context of the SW Gondwana geodynamic evolution during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle.

2. Geological overview

The Arroio Grande Ophiolite is located in the eastern portion of the Dom Feliciano Belt, a Neoproterozoic orogenic belt developed during SW Gondwana amalgamation as the result of convergence between Río de la Plata, Angola-Congo-São Francisco and Kalahari Cratons and other exotic terranes and microplates (Gray et al., 2008; Gaucher et al., 2009; Chemale et al., 2012; Philipp et al., 2016). In Africa, the equivalent of the Dom Feliciano Belt is the Damara Orogen, comprising the Gariep, Damara and Kaoko Belts in Namibia and South Africa (Gray et al., 2008; Frimmel et al., 2011) (Fig. 1).

The eastern portion of the Dom Feliciano Belt is known as the Cuchilla Dionisio-Pelotas Terrane (Bossi and Gaucher, 2004; Gaucher et al., 2009), which corresponds to the area east of the Sierra Ballena-Canguçu Shear Zone (Fig. 2). It comprises a syn-to post-orogenic granitic belt, the Pelotas-Aigüa Batholith (Fragoso-César et al., 1986; Preciozzi et al., 1993; Bossi and Gaucher, 2004), which is also known as the Arachania Arc (Gaucher et al., 2009), with magmatic ages around 650–570 Ma (Babinski et al., 1997), developed on a rifted fragment of the Kalahari Craton (Encantadas microplate, Chemale, 2000; or Arachania microplate, Gaucher et al., 2009) (for alternative interpretations of all geotectonic discussions along the present paper see, e.g., Gray et al., 2008; Hasui, 2010; Saalman et al., 2011; Brito-Neves et al., 2014; Philipp et al., 2016). Xenoliths and fragments of varying composition and size (m to km) are found, representing ancient crust (e.g. the ca. 780 Ma Piratini and Chácara das Pedras gneisses in Pelotas Terrane, both representing a former subduction-related magmatic arc; Koester et al., 2016). In Brazil, the oldest granitoids (ca. 623–610 Ma – Babinski et al., 1997) belong to the Pinheiro Machado Suite (Philipp et al., 2000), comprising medium-to high-K calc-alkaline tonalites, granodiorites and monzogranites, interpreted as subduction-related continental arc magmatism (Fernandes et al., 1995; Silva et al., 2005; Koester et al., 2016; Philipp et al., 2016).

2.1. The Arroio Grande Ophiolite

The Arroio Grande Ophiolite, focus of this paper, is a metamorphic rock association (magnesian schists, metagabbros, metadiorites and marbles) located in the southernmost portion of the Pelotas Terrane (Fig. 3a), near the Brazil/Uruguay border (these rocks were interpreted based on the work of Dilek and Furnes, 2011, where ophiolites are defined as slices of oceanic upper mantle – totally or partially serpentinized – and oceanic crust, tectonically displaced from their primary igneous origin of formation by plate convergence). It corresponds to the ophiolitic rocks of the Arroio Grande Complex (Ramos and Koester, 2015).

The Arroio Grande Complex comprises a fragmented meta-ultramafic-mafic-sedimentary belt, divided in two portions by a peraluminous granite – the Três Figueiras Granite (Philipp et al., 2000), which is related to the Arroio Grande Shear Zone and has a magmatic age of ca. 585 Ma (Tickj et al., 2004) (Fig. 3a). The south portion of the complex (Fig. 3b) (approximately 20 km long and 5 km wide) is mainly constituted by low-to medium-grade detrital metasedimentary rocks (the Siliciclastic Unit – mica schists and garnet-rich schists, quartzites and metagraywackes), with a maximum depositional age (unknown tectonic setting) around 560 Ma (detrital zircon U–Pb age – Beloni et al., 2016). This unit is

petrographically similar to some low-grade metasedimentary rocks found in the La Micaela Member of the Paso del Dragón Formation (Preciozzi et al., 1985), located ca. 40 km to the SW, in the north-easternmost Cuchilla Dionisio Terrane in Uruguay (Fig. 3a) (depositional age < 626 Ma – Peel et al., 2013).

Tectonically interleaved with the mica schists and quartzites of the Siliciclastic Unit, m-to dam-sized bodies of Cr-rich magnesian schists and metamafites (the Ophiolitic Unit) are found. These metamafic (amphibolites, metagabbros and metadiorites) and metaultramafic rocks (Cr-rich magnesian schists) are petrographically (see Table 1) and geochemically similar (see section 4.2) to those found in the La Tuna Complex (Bossi and Navarro, 1988; Bossi and Schipilov, 2007), a metaultramafic-mafic association tectonically interleaved with the abovementioned La Micaela metasedimentary schists of the Paso del Dragón Formation in Uruguay (Fig. 3a).

The south portion of the Arroio Grande Complex is characterized by the influence of the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone (Machado et al., 1995) (Fig. 3c), whose dextral shear sense is observed in the ductile deformation macro- and microstructures (e.g. folds in the metagraywackes and magnesian schists; hornblende-fish in the metamafites). Subhorizontal stretching lineation is recorded in all lithologies (Ramos and Koester, 2015).

The north portion of the Arroio Grande Complex comprises the Matarazzo Marbles (Fig. 3a) (metasedimentary member of the Ophiolitic Unit), constituted by medium-grade calcitic marble lenses (ca. 300–700 m long and 100–250 m wide) which contain cm-to dam-sized metamafic fragments (amphibolites and biotite-rich schists) of former mafic dike swarms (Ramos et al., 2017). The marbles are cut by younger mafic dikes and by later granitic injections, both responsible for skarn formation. Also in the north portion, cm-to m-sized xenoliths of metamafites are found within the Três Figueiras Granite and some Pinheiro Machado Suite granitoids (Ramos and Koester, 2015).

2.1.1. The Cr-rich magnesian schists

The Cr-rich metaultramafites of the Arroio Grande Ophiolite were formed by low-to medium-grade metasomatism between oceanic serpentinites (product of serpentinization of oceanic peridotites, in an oceanic setting) and chemically contrasting lithologies (Si-rich). This metasomatism, which probably occurred in a continental crustal setting, formed blackwall reaction zones of talcification, tremolitization and chloritization (Fig. 4a and b) (Ramos and Koester, 2015).

These rocks form m-to km-sized elongated and discontinuous bodies (Fig. 3b). The serpentine-talc schists and chloritites are fine grained, whilst the tremolitites are fine to coarse grained (tremolite grains up to 4 cm). All lithologies show subvertical schistosity and subhorizontal stretching lineation parallel to the NE–SW trend of the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone (Fig. 3c). The talc-rich schists frequently show crenulation cleavages as result of its less competent nature (Ramos and Koester, 2015).

Disseminated mm-sized chromite grains are ubiquitous in the serpentine-talc schists (Fig. 4c). However, they are rarely found in the tremolitites and do not occur in the chloritites (opaque minerals in the latter are ilmenites – Fig. 4d). The grains are generally subhedral, opaque in transmitted light, fine to medium in size (0.5–5 mm), locally showing evidence of cataclastic stretching (Fig. 4c). In the chloritites the chromium is concentrated (up to 3 wt%) in Cr-rich chlorite grains under the form of kämmererite, which was generated in low-grade conditions (Fig. 4d) (Ramos and Koester, 2015). The chromite grains found in the serpentine-talc schists are the ones that will be studied in the present paper.

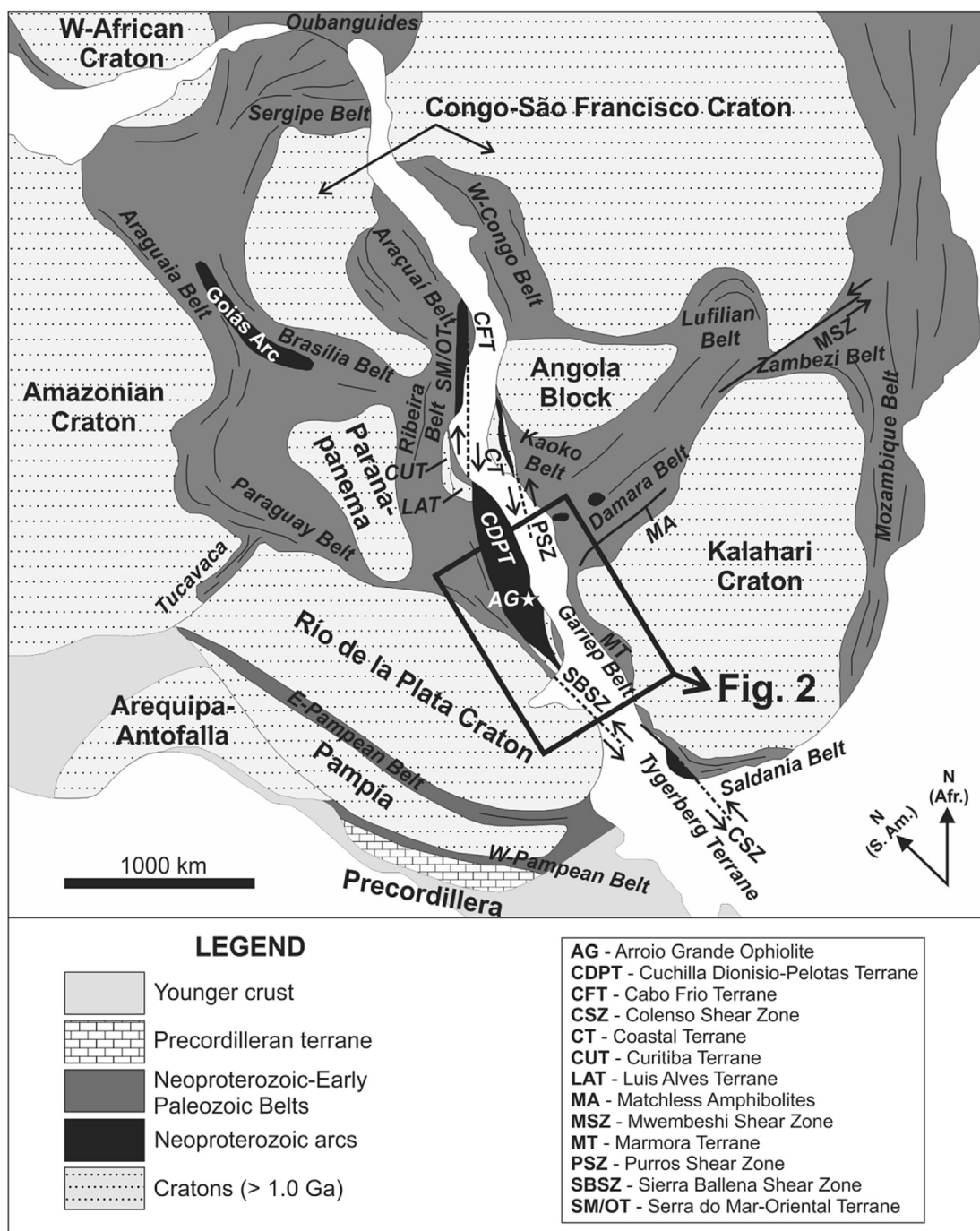


Fig. 1. Reconstruction of the Southwestern Gondwana with main cratonic areas and orogenic belts (modified from Gaucher et al., 2009).

3. Methodology

Two serpentine-talc schist samples (PU1D and PU3B) (see location in Fig. 3b) were selected for mineral chemistry analyses. The samples were manually ground to 200 mesh, using pestle and mortar. The chromite grains of the powder samples were electromagnetically separated using a Frantz® Isodynamic Separator at Laboratório de Separação de Minerais, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Federal University of Rio Grande do Sul (CPGq-IGEO-UFRGS), Brazil, and mounted in epoxy resin. The mount was coated with carbon using a JEOL JEE-

4B® Carbon Evaporator at Laboratório de Microsonda Eletrônica (LME), CPGq-IGEO-UFRGS.

Electron microscope study were carried out at Laboratório de Geologia Isotópica (CPGq-IGEO-UFRGS), using a JEOL JSM-6610LV® scanning electron microscope, equipped with a Bruker XFLASH® 5030 energy dispersive X-ray spectrometer. Quantitative electron microprobe analyses were carried out using a CAMECA SXFive® micro-analyzer at LME-IGEO-UFRGS. The standards used were wollastonite for determination of Si, rutile for Ti, Al_2O_3 for Al, Cr_2O_3 for Cr, metallic V for V, hematite for Fe, rhodonite for Mn, MgO for Mg and willemite for Zn. Operation conditions were 15 keV

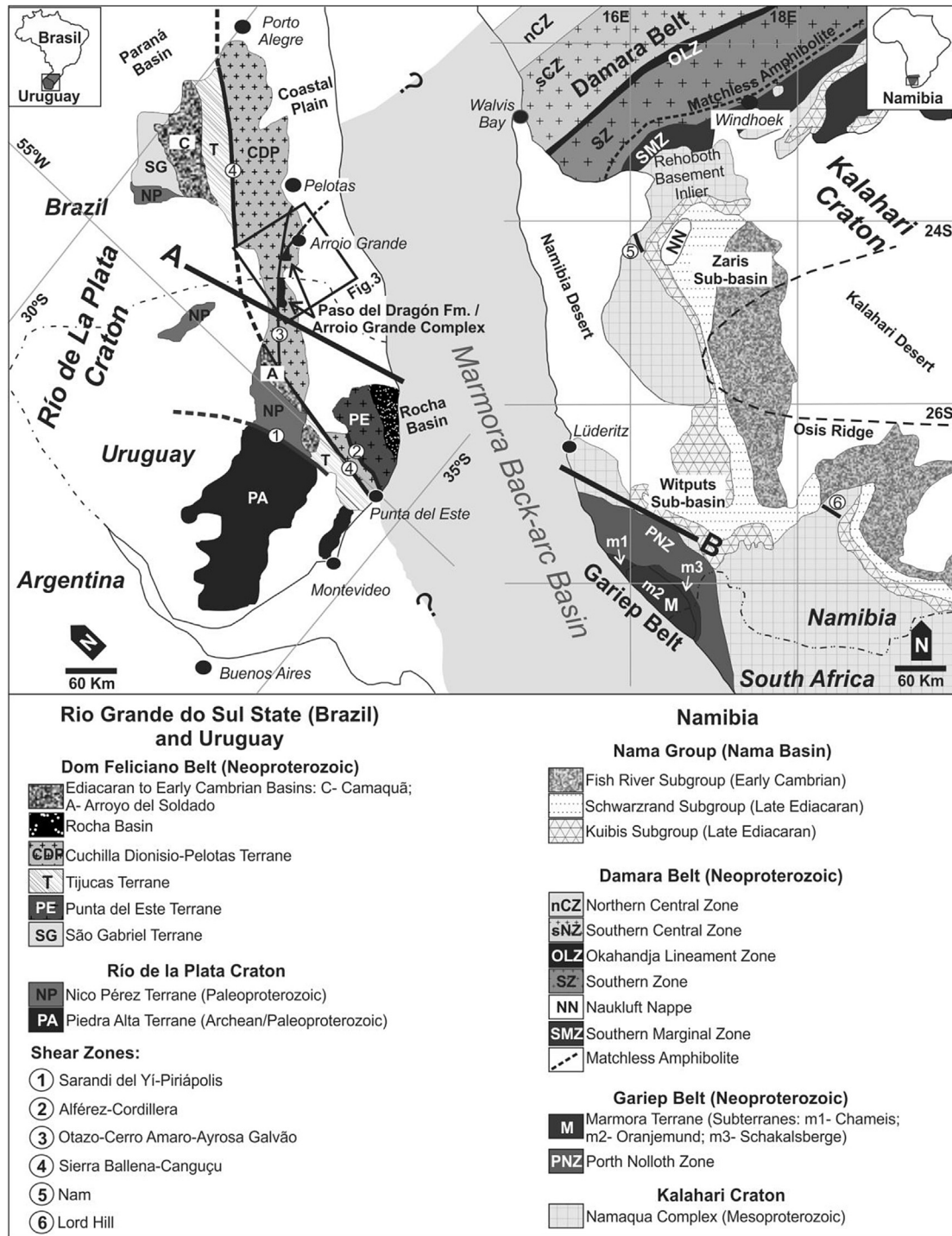


Fig. 2. SW Gondwana – Location of the Dom Feliciano Belt and related Pan-African orogenic belts, and Late Ediacaran–Early Cambrian sedimentary basins. Modified from Blanco et al. (2011). Hypothetical extension of the Marmora Back-arc Basin, after Frimmel et al. (2013). Cross section A-B is shown in Fig. 8.

accelerating voltage, 15 nA beam current and 1 μm beam diameter. Concentrations of Fe^{2+} and Fe^{3+} were determined by stoichiometry and charge balance. Atomic proportions were calculated based in 32 O. Only grains with total wt% between 98 and 102 were selected (14 out of 37 for sample PU1D, and 15 out of 22 for sample PU3B).

4. Results and discussions

Evidence of metasomatism (sponge texture with chlorite filling

cavities and microfractures) is clearly seen in the Arrojo Grande chromites, as shown in the backscattered-electron image of Fig. 5a. Although this feature might be attributed to oxidation reactions (forming magnetite at the expense of chromite) and to incongruent dissolution (resulting from the disaggregation of spinel xenocrysts in peridotitic xenoliths) (Mokhtari and Velde, 1988), element substitutions which result from metasomatic processes during serpentinization and steatization (Garuti et al., 2007; Teixeira et al., 2012) is the most suitable process, since magnetite is absent in

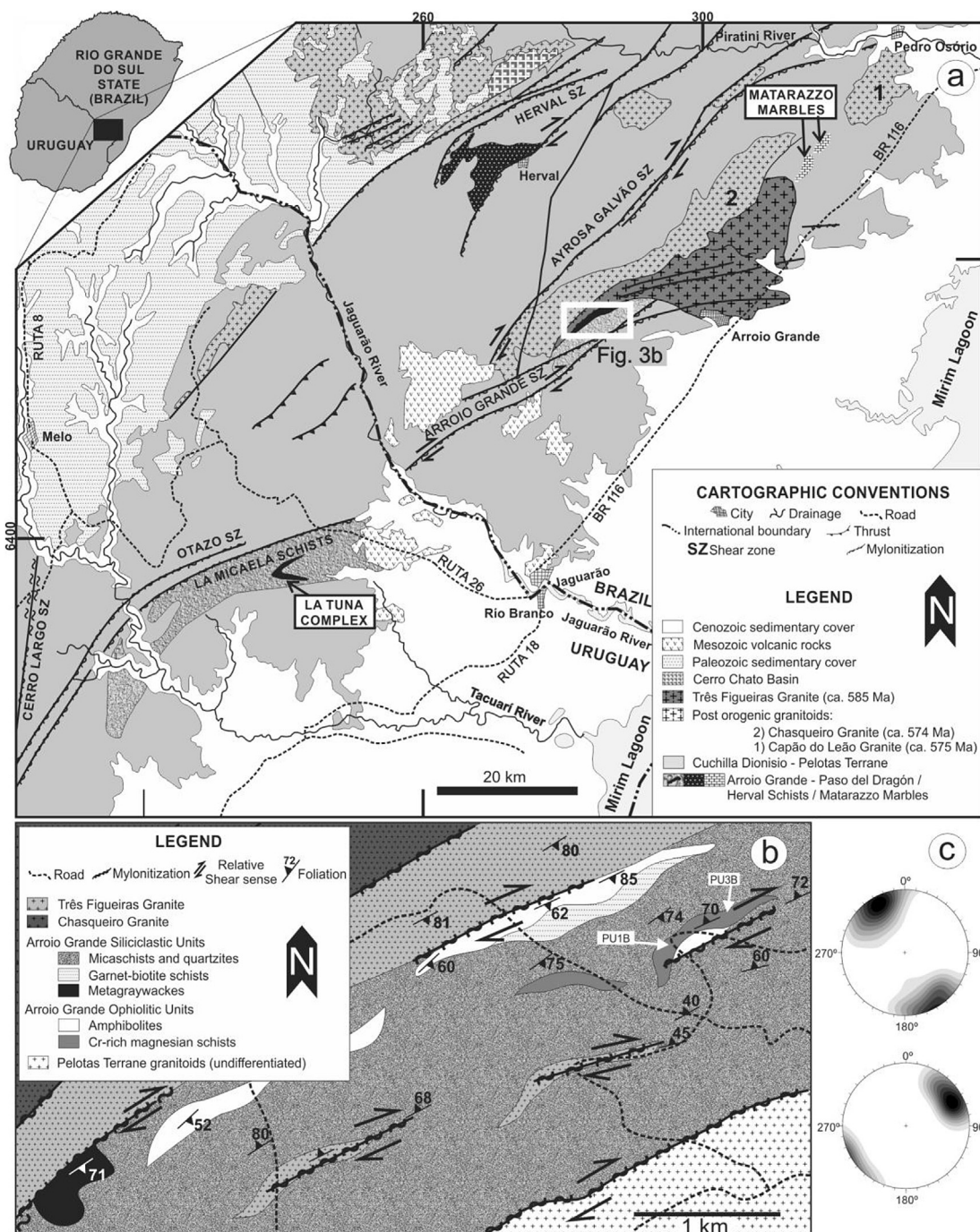


Fig. 3. Geological map of the Arroio Grande Complex region – (a) Cuchilla Dionisio-Pelotas Terrane area near Brazil/Uruguay border; (b) South portion of the Arroio Grande Complex, where the metaultramafites studied in this paper crop out; (c) Lower hemisphere equal-area stereograms (foliation poles in the upper diagram, stretching lineation in the lower) showing the trend of the units from Fig. 3b ($N = 100$ for each lithology), which were affected by the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone ductile deformation.

the samples and metasomatic rocks are ubiquitous in the study area. Chlorite growing at the expense of chromite might explain the origin of kämmererite in the chloritites (Fig. 4d) and the absence of chromite in these rocks (i.e. concentration of chromite is inversely proportional to the amount of chlorite).

Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy was used in conjunction with electron scanning microscopy in order to obtain chemical variation profiles (Fig. 5c) of the Arroio Grande chromites. It clearly demonstrates the chemical homogeneity of the grains, which show no compositional zoning. Even so, only quantitative electron

microprobe data from the core of the grains were used in the following discussion, as they are less susceptible to chemical alteration (Suito and Strieder, 1996).

The diagram used for spinel classification (Fig. 6a) demonstrates that the studied samples have pure chromite composition. High Cr# (atomic ratio of $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$) and $\text{Fe}^{2+}\#$ (atomic ratio of $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$) values, and very low MgO and TiO_2 concentrations in Arroio Grande chromites (Table 2), together with the compositional homogeneity of the grains (Fig. 5c), are consistent with low-grade metamorphic re-equilibration (Portella et al., 2016) (Fig. 6b).

Table 1
Mineralogy of the Arroio Grande Ophiolite and La Tuna Complex metaultramafic-mafic rocks.

Major unit	Rocks	Minerals	
		Arroio Grande Ophiolite (Pelotas Terrane, Dom Feliciano Belt, Brazil)	La Tuna Complex (Cuchilla Dionisio Terrane, Dom Feliciano Belt, Uruguay)
Serpentinities	Cumulate and massif serpentinites (La Tuna Complex), and talc-serpentine schists (Arroio Grande Ophiolite)	Talc, serpentine and minor tremolite and chlorite. Disseminated chromite (~2%). Greenschist to lower-amphibolite facies.	Serpentine and minor talc, chlorite, carbonate and tremolite. Relics of clinopyroxene. Accessory magnetite and disseminated chromite (Fe-chromite). Localized occurrence of chromite. Greenschist to lower-amphibolite facies.
Magnesian schists	Talc schists	Talc (up to 95% in the steatites) and minor tremolite, chlorite and serpentine. Disseminated chromite (~2%). Greenschist to lower-amphibolite facies.	Talc and minor serpentine, chlorite, bastite and magnetite. Greenschist facies.
	Tremolite schists	Tremolite (up to 90% in the tremolitites) and minor chlorite + talc. Disseminated chromite (~2%). Greenschist to lower-amphibolite facies.	Tremolite and, occasionally, actinolite and talc. Disseminated chromite. Greenschist to lower-amphibolite facies.
	Chlorite schists	Chlorites (up to 95% in the chloritites). Minor ilmenite, zircon and talc + tremolite. Greenschist to lower-amphibolite facies.	Chlorites. Minor talc and opaques. Greenschist facies.
Metamafites	Amphibolites	Hornblende, plagioclase, epidote and quartz. Minor biotite, chlorite, titanite, apatite and opaques. Lower-amphibolite facies.	Hornblende, plagioclase, epidote and minor titanite, apatite, quartz and opaques. Lower-amphibolite facies.
	Metagabbros and metadiorites (Arroio Grande Ophiolite only)	Hornblende, augite, plagioclase and quartz. Minor chlorite, biotite, pyrite and chalcopyrite. Amphibolite facies.	Not available.

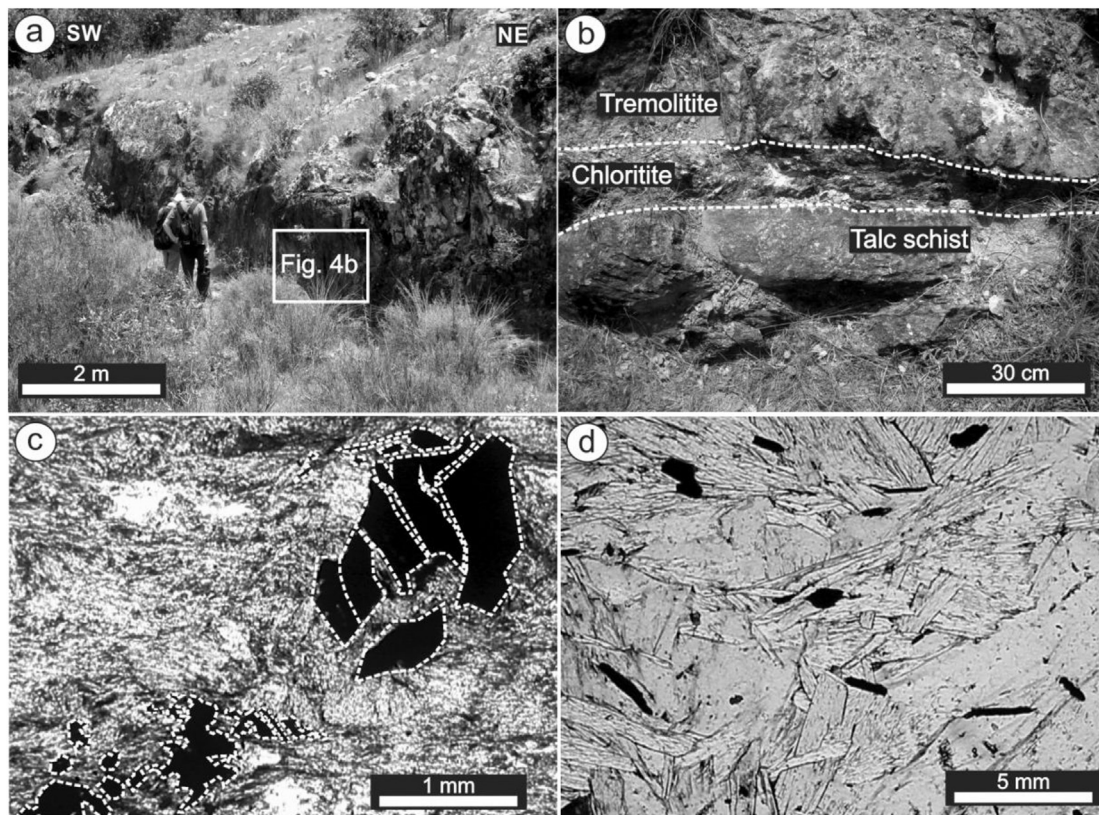


Fig. 4. Arroio Grande metaultramafites (after Ramos and Koester, 2015) – (a) Outcrop containing all metasomatites; (b) Detail of Fig. 4a showing tremolite, chlorite and talc zones; (c) Polarized light photomicrograph of serpentine-talc schist showing chromite grains (black) with pull-apart texture in a matrix of talc + chlorite and minor serpentine; (d) polarized light photomicrograph of chloritite showing ilmenite grains (black) in a matrix of kämmererite.

Metamorphism conditions between greenschist and low-amphibolite facies have little or no influence on the trivalent cation proportions, which retain their primary (igneous) features at metamorphic temperatures up to 500   C (Barnes, 1998, 2000). This

is the case for the studied samples, as it can be observed in Fig. 6b, which allows the following discussions and interpretations in an igneous perspective for all Arroio Grande Ophiolite chromites.

Unlike the trivalent aforementioned cations, Mg in chromite is

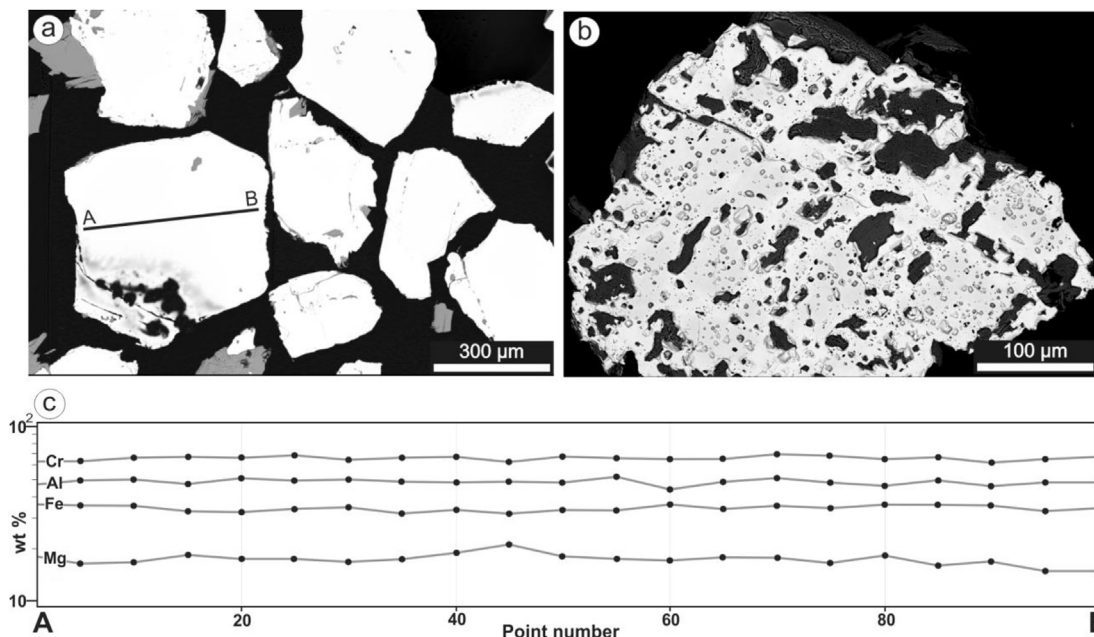


Fig. 5. Backscattered-electron image of Arroio Grande Ophiolite chromites – (a) chromites in the mount (white); (b) detail of chromite (white) in the mount, showing the sponge texture with cavities filled by chlorite (dark gray), which grew at the expense of chromite; (c) chemical variation profile of the grain marked in “a”.

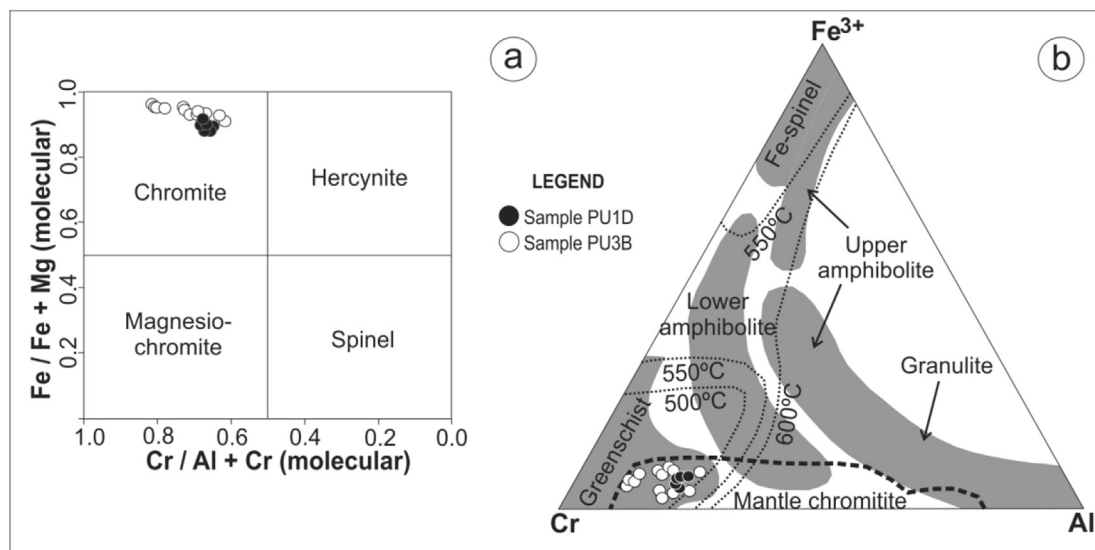


Fig. 6. Discrimination diagrams for spinels – (a) Cr# versus Fe# spinel classification, after [Deer et al. \(1992\)](#); (b) ternary Cr–Al–Fe³⁺ (molecular) diagram for metamorphic facies (modified from [Evans and Frost, 1975](#); [Suito and Strieder, 1996](#); [Barnes and Roeder, 2001](#)) and metamorphic temperatures (modified from [Sack and Ghiorso, 1991](#)) (mantle chromitite field from [Arai and Yurimoto, 1994](#)).

susceptible to losses under low-grade conditions, mainly by substitutions between the chromite grains and surrounding silicates ([Barnes, 2000](#)). It reflects in the low concentration of MgO (average of 1.73 wt%) and very low Mg# values (atomic ratio of Mg/Mg + total iron) (average of 0.08) observed in all Arroio Grande chromites. It is noteworthy that Mg and other divalent cations may be released from the chromites during serpentinization ([González-Jiménez et al., 2009](#)).

All Arroio Grande chromites show anomalous high ZnO concentrations, ranging from 1.75 to 1.97 wt% (sample PU1D) and 0.88 to 1.32 wt% (sample PU3B). Concentrations of ZnO above 0.5 wt% are considered significant and, in the case of the Arroio Grande chromites, enrichment in Zn may be caused by metasomatism

([Liipo et al., 1995](#); [Johan and Ohnenstetter, 2010](#)), in agreement with the interpretation of [Ramos and Koester \(2015\)](#) for the metasomatic origin of Arroio Grande serpentine-talc schists. The divalent Mn cations, which behave as Zn and may substitute Mg and Fe²⁺ in the chromite structure, exhibit a negative correlation with Mg in the Arroio Grande samples. It might represent a Mn-enrichment that possibly occurred during serpentinization and/or low-grade metamorphism of the olivine-rich protolith ([Singh and Singh, 2013](#)), as Zn and Mg are lost during these processes.

4.1. Tectonic environment of formation for the protoliths

The Cr# values, together with the high Cr₂O₃ and low TiO₂

Table 2

Representative electron microprobe analyses of the Arroio Grande Ophiolite chromites (oxides as wt%).

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	Cr#	Mg#	Fe#
PU1D	0.04	0.06	16.54	45.60	0.18	3.83	28.78	0.82	2.20	1.92	0.65	0.11	0.89
PU1D	0.05	0.07	15.37	46.92	0.18	3.77	28.97	0.71	2.09	1.84	0.67	0.10	0.90
PU1D	0.03	0.05	15.25	46.75	0.19	3.74	28.59	0.76	2.11	1.88	0.67	0.11	0.89
PU1D	0.07	0.02	15.85	47.29	0.18	3.16	28.73	0.67	2.35	1.86	0.67	0.12	0.88
PU1D	0.04	0.01	15.91	47.45	0.15	2.77	28.58	0.65	2.41	1.75	0.67	0.12	0.88
PU1D	0.01	0.04	15.08	47.32	0.18	3.94	29.02	0.81	2.00	1.75	0.68	0.10	0.90
PU1D	0.06	0.03	15.68	47.14	0.16	3.61	28.80	0.72	2.28	1.86	0.67	0.11	0.89
PU1D	0.05	0.05	16.05	47.79	0.20	2.69	28.70	0.66	2.47	1.86	0.67	0.12	0.88
PU1D	0.04	0.01	16.02	47.18	0.18	2.87	28.67	0.69	2.32	1.79	0.66	0.12	0.88
PU1D	0.05	0.01	16.27	47.47	0.14	2.69	28.81	0.72	2.34	1.83	0.66	0.12	0.88
PU1D	0.01	0.03	15.76	47.54	0.18	2.88	28.64	0.69	2.29	1.83	0.67	0.12	0.88
PU1D	0.05	0.04	15.41	47.48	0.17	3.47	28.92	0.74	2.16	1.83	0.67	0.11	0.89
PU1D	0.05	0.05	14.98	47.04	0.14	4.24	29.19	0.77	1.91	1.81	0.68	0.09	0.91
PU1D	0.04	0.01	16.23	47.50	0.20	2.83	28.60	0.66	2.45	1.97	0.66	0.12	0.88
PU3B	0.07	0.10	15.50	47.53	0.53	1.99	30.22	0.94	1.43	1.32	0.67	0.07	0.93
PU3B	0.01	0.19	14.10	47.35	0.57	4.56	30.25	1.03	1.54	1.10	0.69	0.07	0.93
PU3B	0.02	0.11	13.43	47.37	0.35	4.93	30.03	1.04	1.33	1.17	0.70	0.06	0.94
PU3B	0.04	0.10	9.14	53.90	0.32	3.50	30.35	0.96	1.02	0.88	0.80	0.05	0.95
PU3B	0.03	0.09	14.22	46.75	0.55	4.52	30.28	0.93	1.37	1.12	0.69	0.07	0.93
PU3B	0.01	0.06	13.79	47.50	0.37	4.82	30.25	1.01	1.31	1.18	0.70	0.06	0.94
PU3B	0.01	0.10	9.93	52.24	0.24	4.46	30.17	1.10	0.97	1.14	0.78	0.05	0.95
PU3B	0.01	0.10	9.32	53.58	0.23	3.50	30.27	0.99	0.95	0.93	0.79	0.05	0.95
PU3B	0.01	0.11	12.65	48.56	0.35	4.33	30.00	0.99	1.20	1.21	0.72	0.06	0.94
PU3B	0.02	0.12	12.47	49.11	0.32	4.43	30.38	1.06	1.08	1.17	0.73	0.05	0.95
PU3B	0.02	0.10	8.84	54.63	0.25	3.00	30.30	1.08	0.85	0.96	0.81	0.04	0.96
PU3B	0.00	0.11	13.65	49.12	0.64	2.08	30.12	0.83	1.25	1.24	0.71	0.07	0.93
PU3B	0.00	0.14	17.49	45.17	0.54	2.19	30.53	0.89	1.47	1.27	0.63	0.07	0.93
PU3B	0.01	0.11	14.45	48.80	0.45	1.37	30.48	0.91	1.06	1.15	0.69	0.06	0.94
PU3B	0.02	0.15	17.78	43.56	0.58	4.33	30.28	0.84	1.96	1.18	0.62	0.09	0.91

concentrations observed in all samples (Table 2) are consistent with protoliths generated in the lower stratigraphic portions of an ophiolitic sequence, i.e., the harzburgitic depleted upper mantle setting (with high partial melting rates) (Crawford et al., 1989; Arai, 1994) (Fig. 7a). Partial melting might be the responsible for Ti depletion in the upper mantle, reflecting the very low concentration of Ti observed in the studied chromite grains (Kamenetsky et al., 2001), also suggesting a mantle wedge origin for the protolith of these rocks (Azer, 2014). A mantle origin is strengthened by the Al₂O₃ concentrations, which are compatible with a high-temperature environment (Kamenetsky et al., 2001). An upper mantle origin for the protoliths is indicated by the Al₂O₃ versus Cr₂O₃ diagram (Fig. 7a), as the samples plot near the upper limit of the mantle array. Based on these elements, Fig. 6b also suggests the retaining of mantle features (mantle chromitite field) even after greenschist metamorphism.

A mantle affinity is suggested from the high values of Fe²⁺/Fe³⁺ ratio found in all studied chromites, which reflect less oxidizing conditions (very low Fe³⁺# values; Fe³⁺# = atomic ratio of Fe³⁺/Fe³⁺ + Fe²⁺) and lower relative content of H₂O in comparison to volcanic compositions (Fig. 7b) (Kamenetsky et al., 2001). The Cr# values and TiO₂ concentrations from the Arroio Grande samples are consistent with depleted peridotites (Fig. 7c), suggesting a depleted mantle source where basaltic melts were extracted in at least one magmatic event, as in (i) mid-ocean ridges and (ii) supra-subduction zone (SSZ) environments (i.e. island arcs, forearcs and back-arcs; Pearce et al., 1984) (Stracke, 2015).

For all the samples a residual peridotitic (harzburgitic) feature is observed, using Cr, Al and Fe concentrations as parameter (Fig. 7d) and also considering the Cr# values as indicators of degree of partial melting of the ultramafic protolith (Harper, 2003; Ishiwatari et al., 2003). This interpretation is strengthened by the low Ti concentrations observed in the samples (Dare et al., 2009), as discussed above.

The supra-subduction environment hypothesis is strengthened by the diagrams of (i) Fig. 7b (where all the samples plot in the field

of SSZ peridotites), (ii) Fig. 7c (where the samples plot along the depleted mantle - BAB array) and (iii) Fig. 10a (section 4.2.4) (where the samples plot along the SSZ - island arc array), together with (iv) the mantle wedge features discussed above. The SSZ signature of the chromites corroborates the study of Ramos and Koester (2015) which, from bulk-rock geochemistry, concluded that the Arroio Grande Ophiolite meta-igneous protoliths were generated in a SSZ environment.

4.2. Geotectonic evolution of the Arroio Grande Ophiolite

The insertion of the Arroio Grande Ophiolite in the context of the tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt arises from previous interpretations, where the Arroio Grande Ophiolite and the La Tuna Complex may represent the same association. As discussed in section 2.1, this interpretation is based on their geographic proximity (ca. 40 km, both emplaced in the same large-scale structure – the Otazo-Ayrosa Galvão Shear Zone, see Fig. 3a) and petrographic similarities (Table 1), in addition to the bulk-rock chemistry features that will be discussed along the present section. These features indicate a SSZ magmatic origin (the same feature observed in the mineral chemistry of the Arroio Grande chromites discussed in previous sections) for the protoliths of the meta-igneous units from both complexes.

From Gaucher et al. (2010) and Frimmel et al. (2011), the possibility of correlation between metaultramafic-mafic rocks of the La Tuna Complex and those found in the opposite coast of the South Atlantic in the Marmora Terrane (Gariep Belt, SW Namibia; see Fig. 2) (Frimmel et al., 1996) was suggested. This interpretation was based on the lithological resemblance of the units and on the previous hypothesis that considered the southeasternmost Dom Feliciano Belt as the extension of the Marmora Terrane, based on correlations between metasedimentary rocks from the Oranje-mund Subterrane, located in the latter, and those of the Rocha Basin in Uruguay (see Fig. 2) (Basei et al., 2005).

The correlation between these regions was strengthened by the

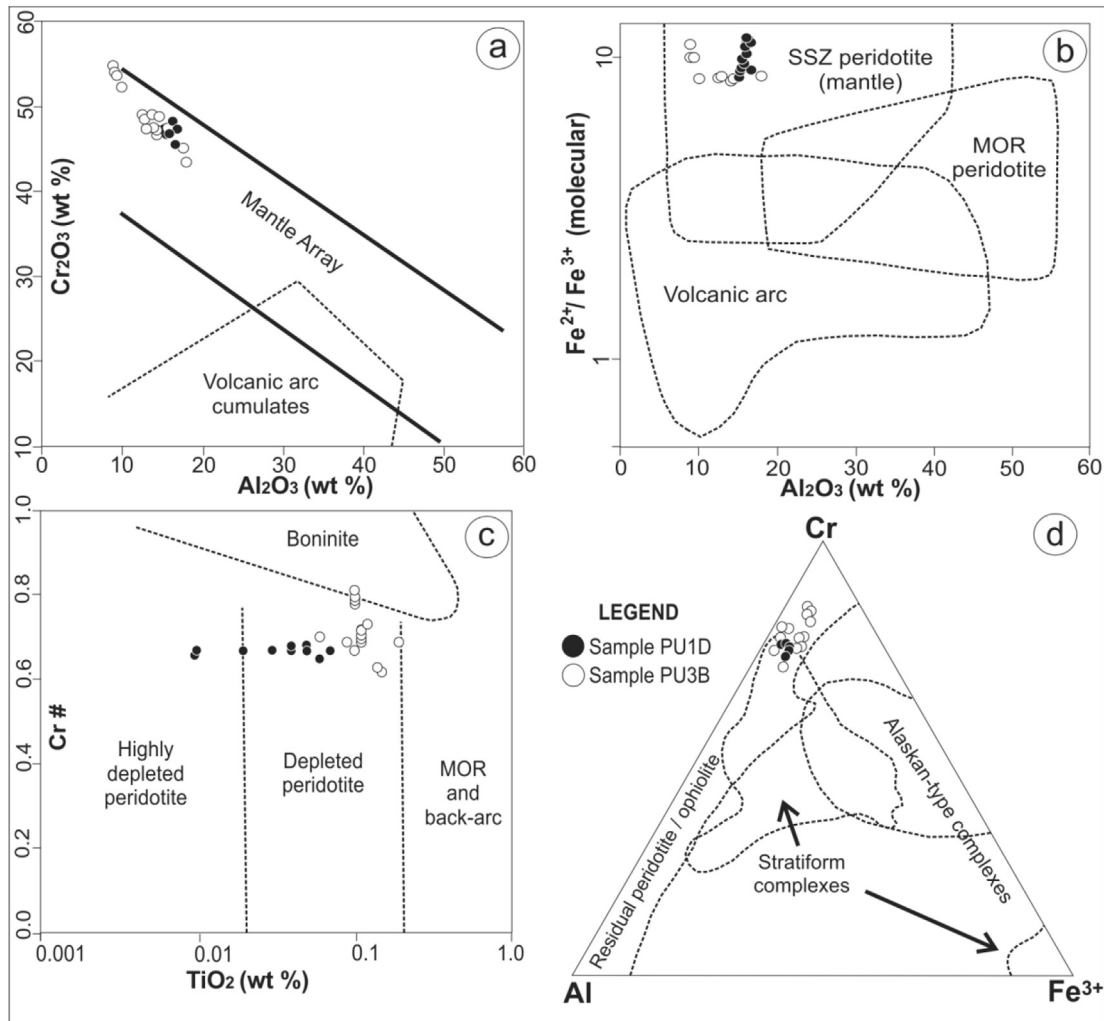


Fig. 7. Tectonic discrimination diagrams for spinels – (a) Al_2O_3 versus Cr_2O_3 diagram (modified from Franz and Wirth, 2000); (b) Al_2O_3 versus $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ratio diagram (modified from Kamenetsky et al., 2001); (c) TiO_2 versus $\text{Cr}\#$ diagram (modified from Azer, 2014); (d) Ternary $\text{Al}–\text{Cr}–\text{Fe}^{3+}$ (molecular) diagram (modified from Jan and Windley, 1990; Zhou and Kerrich, 1992). Legend: SSZ = supra-subduction zone; MOR = mid-ocean ridge.

addition of the bulk-rock and isotopic geochemistry study of Will et al. (2014), who found a BAB fingerprint in oceanic metabasites from both La Tuna Complex and Chameis Subterranean (Marmora Terrane), concluding that their protoliths could be interpreted as the ocean floor of the Neoproterozoic Marmora back-arc basin (Gaucher et al., 2009; Frimmel et al., 2011, 2013) (Fig. 2) (also known as Gariep back-arc basin, Basei et al., 2005), possibly related to (or a synonym of) the southern sector of the Adamastor paleo-ocean (Frimmel et al., 1996, 2011).

Ramos and Koester (2015) found an oceanic BAB fingerprint (bulk-rock chemistry) also in Arroio Grande Ophiolite units, which added to the similarities between these regions, strengthening the abovementioned assumptions. Based on these premises, in this study we interpret Arroio Grande Ophiolite in the context of the tectonic evolution of both the Dom Feliciano Belt and the Marmora back arc basin, based on previous geodynamic models (e.g. Blanco et al., 2009; Frimmel et al., 2011; Chemale et al., 2012).

4.2.1. Ocean floor spreading in the Marmora back-arc basin

The generation of oceanic crust in the Marmora back arc basin may have followed the evolution of the Gariep Rift (whose rift magmatism occurred between 830 and 750 Ma; Frimmel et al., 2011) that opened along the western border (present-day

coordinates) of the Namaqua Belt (Fig. 2). This rift fragmented the latter into two portions: the eastern (i.e. the Namaqua Belt itself) and the western, which might represent the Arachania block/microplate (Gaucher et al., 2009) or, alternatively, the Encantadas microplate (Chemale, 2000) (Fig. 8a).

Following the rift-drift transition, oceanic crust began to be formed around 750 Ma (Frimmel and Fölling, 2004) between Arachania microplate and the Namaqua Belt (Gaucher et al., 2009; Frimmel et al., 2011). As this rift-drift phase might be related to a superplume event at ca. 800 Ma (e.g. Chemale, 2000), we suggest that it might be attributed to the opening of a back-arc, as the Arroio Grande, La Tuna and Chameis metaultramafic-mafic protoliths (supposedly generated in this basin) show a BAB geochemistry signature (together with the SSZ features of the Arroio Grande chromites presented in this paper), as mentioned above.

In order to put this oceanic crust in a SSZ setting, an eastward subduction (present-day coordinates) towards Arachania microplate is necessary, so that the latter is positioned above the subducted slab. This scenario might explain the generation of a magmatic arc in the Arachania microplate, i.e. the Arachania Arc (Gaucher et al., 2009). Circa 800 Ma old rocks with a subduction-related magmatic arc affinity are found in the easternmost Dom Feliciano Belt in Brazil (e.g. Piratini and Chácara das Pedras

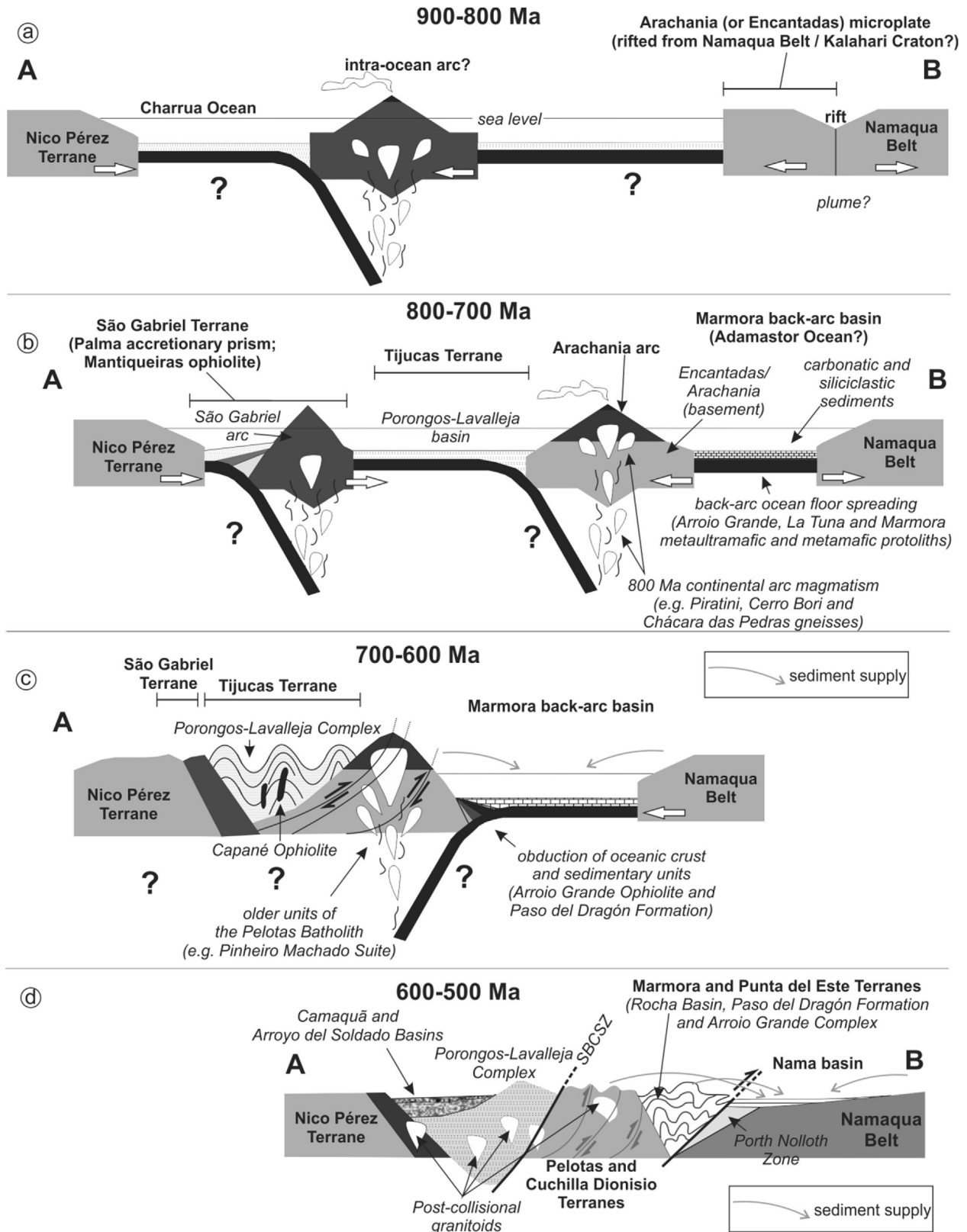


Fig. 8. Simplified geodynamic evolution of the Arroio Grande Ophiolite, not to scale (location of the A-B cross section in Fig. 2), modified from the models of Chemale (2000), Blanco et al. (2009), Frimmel et al. (2011) and Chemale et al. (2012) – (a) rifting of the Namaqua Belt, followed by the (b) opening the Marmora back-arc basin between the latter and the Arachania microplate; (c) westward subduction of the ocean floor of the Marmora basin under the Arachania Arc (in which the Pelotas-Aiguá Batholith arc granitoids developed) and obduction of the Arroio Grande/Paso del Dragón oceanic units; (d) situation after the tangential collision between Nico Pérez Terrane/western Dom Feliciano Belt (i.e. São Gabriel and Tijucas Terranes) and Arachania Arc (i.e. Cuchilla Dionisio–Pelotas Terrane), final closure of the Marmora back-arc basin, emplacement of the Marmora Terrane over Port Nolloth Zone, post-collisional granite generation and syn-orogenic sedimentation in Nama Basin. Legend: SBCSZ = Sierra Ballena–Canguçu Shear Zone.

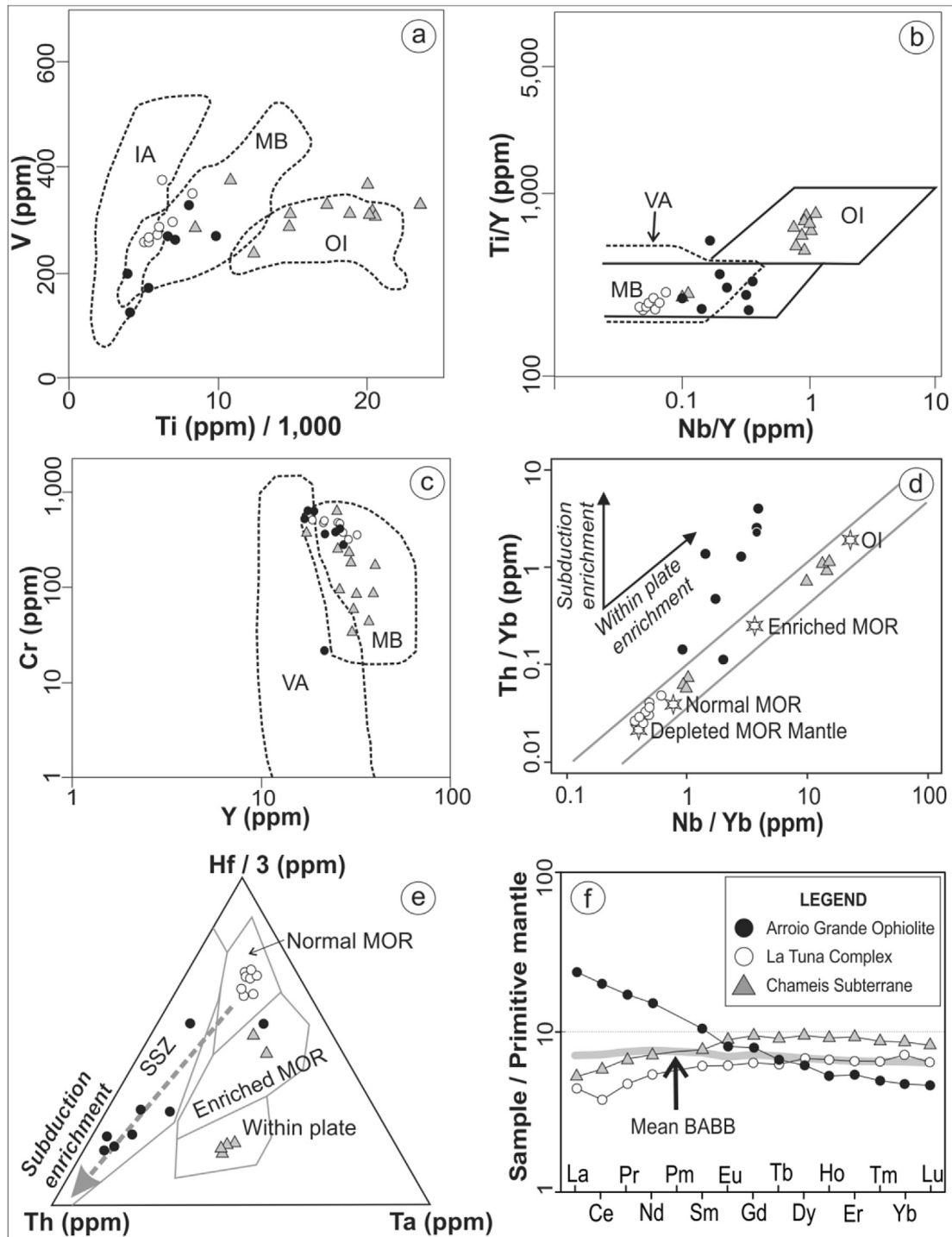


Fig. 9. Bulk-rock geochemistry comparison between metamafites from Arroio Grande Ophiolite (data from Ramos and Koester, 2015), La Tuna Complex and Chameis Subterranean (data from Will et al., 2014) – discrimination diagrams: (a) Ti versus V (modified from Pearce, 1982); (b) Nb/Y versus Ti/Y (modified from Pearce, 1982); (c) Y versus Cr (modified from Floyd et al., 1991); (d) Y versus Cr (modified from Pearce, 1982); (e) Th-Ta-Hf diagram (modified from Wood et al., 1981); (f) primitive mantle normalized (McDonough and Sun, 1995) spidergram (mean composition of Arroio Grande, La Tuna and Chameis metamafic samples). Legend: MB = MOR and BAB; VA = volcanic arc; OI = ocean island.

gneisses, as mentioned in section 2) and Uruguay (e.g. Cerro Bori gneisses, correlatable to the latter two; Lenz et al., 2013; Koester et al., 2016), which might represent the magmatic arc in whose back-arc region the Marmora basin developed (Fig. 8b).

As shown by Will et al. (2014) and Ramos and Koester (2015), the La Tuna, Chameis and Arroio Grande metamafites have a major and minor composition consistent with mean BAB basalts

(compared to Gale et al., 2013). Except for some Chameis rocks, which show a within plate and ocean island signature (Fig. 9a and b) and were interpreted as seamounts (Frimmel et al., 1996), all the other have tholeiitic affinity and range from island arc to MOR (Fig. 9b and c), a feature that may be attributed to BAB mafites (Hawkins, 2003). La Tuna rocks are the least affected by trace element enrichments, preserving their normal MOR-like chemical

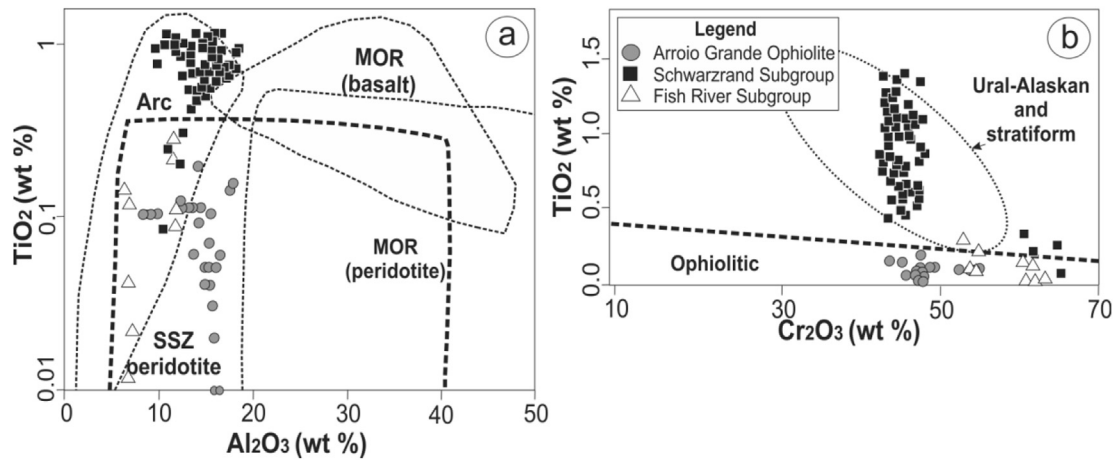


Fig. 10. Discrimination diagrams for chromites – (a) Al_2O_3 versus TiO_2 (modified from Kamenetsky et al., 2001); (b) Cr_2O_3 versus TiO_2 (modified from Ferrario and Garuti, 1988).

features (Will et al., 2014), close to a depleted mantle source (Fig. 9d and e). A subduction-related trace and rare earth element (REE) enrichment component (which might be attributed to contamination of the source by the input of terrigenous sediments, which is expected in a mantle wedge/subducted slab interface) is seen in the Arroio Grande metamaftites (Ramos and Koester, 2015), whilst those of the Chameis Subterrane show a within plate-related trace element enrichment (Frimmel et al., 1996; Will et al., 2014), interpreted as seamounts (as mentioned above). La Tuna and Chameis rocks are the least modified by trace and REE enrichments and those of the Arroio Grande are, in relation to the mean BAB (Gale et al., 2013), enriched in light REE, whilst La Tuna and Chameis show a pattern similar to the mean BAB (Fig. 9f).

The bulk-rock geochemical differences found in La Tuna, Arroio Grande and Chameis metamaftites might be explained as portions of the same ocean floor whose sources are related to the mid-ocean ridge, but also to distinct regions of the back-arc lithosphere (except La Tuna metamaftites, which have a pure MOR signature): (i) Chameis, related to the ridge and also to ocean islands (seamounts), and (ii) Arroio Grande, related to the ridge and the trace and REE enriched mantle wedge which was affected by the subducted slab (the region where the chromites studied in the present paper were generated, as discussed in section 4.1). These different portions may have been juxtaposed together during and after the basin closure (Fig. 8c and d), a feature that is expected in such a setting (Hawkins, 2003).

4.2.2. Closure of the Marmora back-arc basin

The obduction of the Arroio Grande Ophiolite and the Paso del Dragón oceanic units might be related to the closure of the Marmora back-arc basin, when the ocean floor began to be consumed by a westward subduction beneath the Arachania Arc (Fig. 8c). In such a scenario, the older granitoids of the Cuchilla Dionisio-Pelotas Terrane (e.g. Pinheiro Machado Suite, see section 2) might be related to this subduction, as previously proposed by the models of, e.g., Gaucher et al. (2009) and Chemale et al., 2012.

Following the obduction of the Arroio Grande/La Tuna metaigneous protoliths in a forearc setting (in relation to the Arachania Arc), this regional compressive event might have been responsible for the metamorphism of these rocks (transformation of the oceanic harzburgites/serpentinites in Mg-schists and the basalts/gabbros in amphibolites), including the carbonates deposited during the opening of the back-arc basin between 800 and 700 Ma (Fig. 8b) (e.g. lower Hilda Subgroup carbonates, Port Nolloth Group, Gariep Belt, deposited around 750 Ma; Fölling and Frimmel,

2002; Gaucher et al., 2009). These carbonates might be related to the protoliths of the Matarazzo Marbles, the metasedimentary member of the Arroio Grande Ophiolite (see section 2.1) which show an (imprecise) depositional age around 800 Ma (based on the marble $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio values as suggested by Neis, 2013).

4.2.3. Final amalgamation of the SW Gondwana

Whilst the Arroio Grande/La Tuna oceanic units might have been obducted over the active margin of the Arachania Arc during the subduction event discussed above, the oceanic crust accretion in the Marmora Terrane (in the opposite margin of the basin) occurred around 580 Ma. This hypothesis is suggested by a metamorphic phase which is attributed to the formation of an accretionary wedge in the Chameis Subterrane (Frimmel and Frank, 1998).

The final closure of the Marmora back-arc basin may have been occurred around 550 Ma (Fig. 8d), as suggested by the compressional metamorphic peak recorded in the Marmora Terrane. This peak might be attributed to the transpressional collision between Cuchilla Dionisio-Pelotas Terrane (Arachania Arc) and the Namaqua Belt, in which the Marmora Terrane is emplaced above the Port Nolloth Zone (Fig. 8d) (Frimmel and Frank, 1998).

4.2.4. Linking the Arroio Grande ophiolite with the Nama Basin

In response to the final orogenic events in the Gariep Belt (i.e. the closure of the Marmora basin) and also in the Damara Belt (closure of the Khomas Sea, which separated Kalahari and Congo-Angola cratons – see Gaucher et al., 2009), the Nama Basin developed in a foreland position (Stanistreet et al., 1991). The latter extends for 1000 km from the S of the Naukluft Nappe (Namibia) to the correlatable Vanrhynsdorp Group (NW South Africa), with an outcrop area of ca. 120,000 km^2 and a total deposited area of ca. 350,000 km^2 (Blanco et al., 2011) (Fig. 2).

The Nama Group comprises as a whole, from oldest to youngest, the Kuibis, the Schwarzsand and the Fish River Subgroups (Fig. 2). In the Schwarzsand Subgroup the advance of orogenic fronts related to the Gariep and Damara orogenies is represented by syntectonic sedimentary successions, grading upwards from flysch to molasses sequences (Stanistreet et al., 1991). Paleocurrents indicate that detrital material was derived from the basement of both Gariep and Damara Belts, including chromites from the latter (Blanco et al., 2009). These chromites are believed to have a derivation from an oceanic volcanic arc and from the Matchless Amphibolite (Fig. 2), the latter being considered a remnant of the previously mentioned Khomas Sea (Blanco et al., 2009).

Table 3

Compositional range of the Arroio Grande Ophiolite chromites (data from the present work) compared with those of the Nama Group (data from Blanco et al., 2009).

Oxides (wt%)	Nama Group			Dom Feliciano Belt
	Schwarzrand Subgroup		Fish River Subgroup	Pelotas Terrane
	Niederhagen Member	Niep Member	Haribes and Rosenhof Member	Arroio Grande Ophiolite
	sandstone (detrital chromite)	sandstone (detrital chromite)	sandstone (detrital chromite)	serpentine-talc schist
Cr ₂ O ₃	42.71–48.01	42.88–47.56	52.70–63.08	43.56–54.63
FeO	20.63–29.03	20.21–25.69	18.28–21.34	28.58–30.53
Al ₂ O ₃	9.72–18.29	12.20–18.73	6.47–11.75	8.84–17.78
Fe ₂ O ₃	3.91–8.53	4.20–8.74	0.28–5.84	1.37–4.93
MgO	3.59–9.22	5.78–9.65	8.06–8.87	0.85–2.47
ZnO	0.00–1.27	0.00–0.96	0.00–0.64	0.88–1.97
MnO	0.00–0.78	0.00–0.91	0.06–0.61	0.65–1.10
TiO ₂	0.43–1.37	0.55–1.24	0.00–0.31	0.01–0.19
V ₂ O ₃	0.60–1.09	0.00–0.75	0.03–0.68	0.14–0.64
Cr#	0.62–0.77	0.61–0.72	0.75–0.87	0.65–0.77
Mg#	0.15–0.38	0.25–0.40	0.36–0.44	0.04–0.12
Fe ³⁺ #	0.05–0.11	0.05–0.11	0.00–0.07	0.05–0.12
Fe ²⁺ #	0.89–0.95	0.89–0.95	0.93–1.00	0.88–0.95

Unconformably overlying the Schwarzrand Subgroup, the youngest Fish River Subgroup represents the final stages of deposition of the Nama Group and comprises sandstones, minor silty shales and conglomerates (Blanco et al., 2011). These molasse sediments were derived from Damara and Gariep belts, but contribution from the easternmost Dom Feliciano Belt is also suggested from paleocurrents and U-Pb age correlations (Blanco et al., 2011). Therefore, the lower Fish River Subgroup (Wasserfall Member of the Stockdale Formation, and the overlying Breckhorn Formation) can be linked with the Arachania Arc and Cambrian felsic magmatic units, the latter related to the activation of the Sierra Ballena-Canguçu Shear Zone (Figs. 2 and 8d) around 530 Ma (Blanco et al., 2011).

Detrital chromites are found in the named “black sands”, which are heavy mineral-enriched thin layers (ca. 1 cm thickness) interbedded within the Haribes and Rosenhof Members (respectively, from Nababis and Gross Aub formations, uppermost Fish River Subgroup) in southern Nama Basin. Based on the mineral chemistry and the paleocurrents, these chromites were interpreted as derived from the Matchless Amphibolite from the north (Blanco et al., 2011). However, some of the chromite grains were interpreted as derived from recycled sediments of the lower Fish River Subgroup, which were, in turn, derived from the western Gariep Belt and from the easternmost Dom Feliciano Belt, as mentioned above.

The most probable source of the aforementioned detrital chromites derived from the west is the Marmora Terrane (Blanco et al., 2009, 2011) which, as seen in the previous sections, might be correlatable to Arroio Grande/La Tuna oceanic units located in easternmost Dom Feliciano Belt. Assuming this possibility, detrital chromites from the both might have reached the lower Fish River Subgroup, as in the time of the deposition of the latter all these terranes were juxtaposed together (Fig. 8d).

When the mineral chemistry of the Arroio Grande chromites is compared to that of the Schwarzrand and Fish River Subgroups (data from Blanco et al., 2009), some interesting observations can be made. The Schwarzrand chromites are, in relation to those of the Arroio Grande Ophiolite, enriched in TiO₂, MgO and Fe₂O₃ (Table 3), and their composition are compatible with an oceanic volcanic arc source (Fig. 10a) which, according to Blanco et al. (2009), may be derived from the Damara Belt (Khomas Sea). On the other hand, the Fish River and the Arroio Grande chromites are similar in all aspects (Fig. 10a and b), which suggests a common igneous source related to a supra-subduction zone environment. This similarity indirectly strengthens the hypothesis where the Arroio Grande Ophiolite and

the Marmora Terrane oceanic meta-igneous rocks may be correlatable, as the source of the Fish River chromites is believed to have been derived from the latter.

The similarities between Arroio Grande and Fish River Subgroup chromites, together with the presence of material sourced in Dom Feliciano Belt and Marmora Terrane in the latter subgroup represent a new possibility. In this new hypothesis, detrital material from Arroio Grande Ophiolite might have contributed to the upper Nama Basin infilling during Late Ediacaran and Lower Cambrian (Fig. 8d).

5. Conclusions

The present mineral chemistry study showed that the chromites found in serpentine-talc schists of the Arroio Grande Ophiolite were generated in a SSZ environment, possibly in a harzburgitic depleted upper mantle. This corroborates previous hypotheses which suggest that the protoliths of the Arroio Grande meta-igneous rocks have a SSZ origin.

According to previous hypothesis, the protoliths of the studied serpentine-talc schists were totally serpentinized in the ocean floor and metasomatized in a continental setting after their obduction, forming zones of talcification, tremolitization and chloritization. The metasomatic event was recorded in the studied chromites, being represented by a sponge texture (where chlorite grows at the expense of chromite; it might explain the absence of the latter in the chloritites, as they were transformed in kämmererite, a Cr-rich chlorite) and by the anomalous high concentrations of Zn (0.88–1.97 wt%) observed in all grains.

Comparison between mineral chemistry of Arroio Grande chromites and those found in the Fish River Subgroup of the Nama Group (Nama Basin) demonstrated that they are compositionally similar, suggesting a common supra-subduction igneous origin. Taking into consideration that one of the sources of detrital chromites of the Fish River Subgroup is the oceanic Marmora Terrane (Gariep Belt) in the west (present-day coordinates), it is possible to raise the hypothesis that these chromites might have been derived also from the Arroio Grande Ophiolite. This hypothesis is based in the compositional similarity between metamafites from the latter and those of the Chameis Subterrane (Marmora Terrane), both sharing common bulk-rock geochemical features that suggests an oceanic back-arc origin, so that these rocks might represent fragments of the same paleo-ocean floor (the Marmora back-arc basin). Besides that, sediments derived from the easternmost Dom

Feliciano Belt (where the studied ophiolite is located) is found in the Fish River Subgroup, strengthening the hypothesis that Arroio Grande Ophiolite detrital sediments might have contributed to the upper Nama Basin infilling around 540–530 Ma.

Acknowledgements

The authors thank: Márcia Boscato Gomes, Susan Martins Drago and Lucas Cardozo Jantsch (Laboratório de Microsonda Eletrônica, CPGq-IGEO-UFRGS, Brazil) for technical assistance; Julia Neri Gezatt (PhD student at University of Aberdeen, Scotland) for improving the English writing of the manuscript; the anonymous reviewers for their valuable suggestions and insightful comments on the manuscript. Funding: This work was supported by the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS; proc. PqG 10/1509-0) and the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq; proc. PQ 305853/2010-4).

References

- Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.* 56, 173–184.
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geol.* 113, 191–204.
- Arai, S., Yurimoto, H., 1994. Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle–melt interaction products. *Econ. Geol.* 89, 1279–1288.
- Azer, M.K., 2014. Petrological studies of Neoproterozoic serpentinized ultramafics of the Nubian Shield: spinel compositions as evidence of the tectonic evolution of Egyptian ophiolites. *Acta Geol. Pol.* 64 (1), 113–127.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 10 (3/4), 263–274.
- Barnes, S.J., 1998. Chromite in komatiites, I. Magmatic controls on crystallization and composition. *J. Petrol.* 39 (10), 1689–1720.
- Barnes, S.J., 2000. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.* 41 (3), 387–409.
- Barnes, S.J., Roeder, P.L., 2001. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* 42 (12), 2279–2302.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Res.* 139, 195–221.
- Beloni, M.S., Porcher, C.C., Koester, E., Ramos, R.C., Lana, C., Wegner, A.C., 2016. Caracterização U/Pb de zircão detrítico e geoquímica isotópica (Sm/Nd) em rocha-total dos xistos e quartzitos de Arroio Grande – RS. In: XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Annals, Porto Alegre.
- Blanco, G., Rajesh, H.M., Germs, G.J.B., Zimmermann, U., 2009. Chemical composition and tectonic setting of chromian spinels from the ediacaran–early paleozoic Nama group, Namibia. *J. Geol.* 117 (3), 325–341.
- Blanco, G., Germs, G.J.B., Rajesh, H.M., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Justino, D., 2011. Provenance and paleogeography of the Nama Group (Ediacaran to early Palaeozoic, Namibia): petrography, geochemistry and U–Pb detrital zircon geochronology. *Precambrian Res.* 187, 15–32.
- Bossi, J., Navarro, R., 1988. Serpentinized cromíferas pre-orogénicas en el Círculo Orogénico Moderno de Uruguay. In: 6° Panel de Geología del Litoral y 1ª Reunión de Geología del Uruguay, pp. 91–95. Salto.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Res.* 7 (3), 661–674.
- Bossi, J., Schipilov, A., 2007. Rocas ígneas básicas del Uruguay. Facultad de Agronomía, Montevideo, p. 364.
- Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Braz. J. Geol.* 44 (3), 493–518.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do escudo sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia Do Rio Grande Do Sul*. edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13–52.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the major gercino shear zone, southern Brazil: implications for west Gondwana reconstruction. *Gondwana Res.* 22, 184–199.
- Crawford, A.J., Fallon, T.J., Green, D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (Ed.), *Boninites*. Unwin Hyman, London, pp. 1–49.
- Dare, S.A.S., Pearce, J.A., McDonald, I., Styles, M.T., 2009. Tectonic discrimination of peridotites using fO_2 –Cr# and Ga–Ti–Fe^{III} systematics in chrome-spinel. *Chem. Geol.* 261, 199–216.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-forming Minerals. Longman, Harlow, p. 696.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123 (3/4), 387–411.
- Evans, B.W., Frost, B.R., 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. *Geochimica Cosmochim. Acta* 39 (6), 959–972.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.R., Camozzato, E., 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: parte II – Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Rev. Bras. Geociências* 25 (4), 375–384.
- Ferrario, A., Garuti, G., 1988. Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelândia complex (Central Goiás, Brazil). In: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowels, J.F.W., Cribb, S.J. (Eds.), *Geo-Platinum*, vol. 87. Springer, Berlin, pp. 261–272.
- Floyd, P.A., Shail, R., Leveridge, B.E., Franke, W., 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, vol. 57. Geological Society of London, Special Publication, pp. 173–188.
- Fölling, P.G., Frimmel, H.E., 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania belts, Namibia and South Africa. *Basin Res.* 14, 69–88.
- Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (proterozóico superior/eo-paleozóico) no escudo do Rio grande do sul. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 3. Anais, Goiânia, pp. 1322–1343.
- Franz, L., Wirth, R., 2000. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140 (3), 283–295.
- Frimmel, H.E., Frank, W., 1998. Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa. *Precambrian Res.* 90, 1–28.
- Frimmel, H.E., Fölling, P.G., 2004. Late Vendian closure of the Adamastor Ocean: timing of tectonic inversion and syn-orogenic sedimentation in the Gariep Basin. *Gondwana Res.* 7 (3), 685–699.
- Frimmel, H.E., Hartnady, C.J.H., Koller, F., 1996. Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia. *Chem. Geol.* 130, 101–121.
- Frimmel, H.E., Basei, M.A.S., Gaucher, C., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *Int. J. Earth Sci.* 100, 323–354.
- Frimmel, H.E., Basei, M.A.S., Correa, V.X., Mbangula, N., 2013. A new lithostratigraphic subdivision and geodynamic model for the Pan-African western Saldania Belt, South Africa. *Precambrian Res.* 231, 218–235.
- Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, Y., Schilling, J.G., 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochim. Geophys. Geosystems* 14 (3), 489–518.
- Garuti, G., Proenza, J.A., Zaccarini, F., 2007. Distribution and mineralogy of platinum-group elements in altered chromitites of the Campo Formoso layered intrusion (Bahia State, Brazil): control by magmatic and hydrothermal processes. *Mineral. Petrol.* 89, 159–188.
- Gaucher, C., Frimmel, H.E., Germs, G.J.B., 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of southern Gondwana in the Neoproterozoic and cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.), *Neoproterozoic-cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a Focus on Southwestern Gondwana*, vol. 16. Elsevier, Developments in Precambrian Geology, pp. 295–316.
- Gaucher, C., Bossi, J., Frimmel, H.E., 2010. Arachania, un arco magmático neoproterozoico y sus fragmentos en Sudamérica y África. In: VI Congreso Uruguayo de Geología, Expanded Abstracts Bulletin, CD-ROM. Minas.
- González-Jiménez, J.M., Kerestecdian, T., Proenza, J.A., Gervilla, F., 2009. Metamorphism on chromite ores from the Dobromirski ultramafic massif, rhodope mountains (SE Bulgaria). *Geol. Acta* 7 (4), 413–429.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, vol. 294. Geological Society of London, Special Publication, pp. 257–278.
- Harper, G.D., 2003. Tectonic implications of boninite, arc tholeiite, and MORB magma types in the Josephine Ophiolite, California – Oregon. In: Dilek, Y., Robinson, P.T. (Eds.), *Ophiolites in Earth History*, vol. 218. Geological Society of London, Special Publication, pp. 207–230.
- Hasui, Y., 2010. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências* 29 (2), 141–169.
- Hawkins, J.W., 2003. Geology of supra-subduction zones: implications for the origin of ophiolites. In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*, vol. 373. Geological Society of America, Boulder, pp. 227–268. Special Paper.
- Ishiwatari, A., Sokolov, S., Vysotskiy, S., 2003. Petrological diversity and origin of ophiolites in Japan and Far East Russia with emphasis on depleted harzburgite. In: Dilek, Y., Robinson, P.T. (Eds.), *Ophiolites in Earth History*, vol. 218. Geological Society of London, Special Publication, pp. 597–617.
- Jan, M.Q., Windley, B.F., 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwestern Pakistan. *J. Petrol.* 31, 667–715.
- Johan, Z., Ohnenstetter, D., 2010. Zirconochromite from the Guaniamo River diamondiferous placers, Venezuela: evidence of its metasomatic origin. *Can.*

- Mineral. 48 (2), 361–374.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.* 42 (4), 655–671.
- Koester, E., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Fernandes, L.A.D., Vignol-Lelarge, M.L., Oliveira, L.D., Ramos, R.C., 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: the Chácara das Pedras Orthogneiss. *J. S. Am. Earth Sci.* 68, 155–166.
- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Masquelin, H., Koester, E., Conceição, R.V., 2013. Geochemistry of the neoproterozoic (800–767 Ma) cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineral. Petrol.* 107 (5), 785–806.
- Liipo, J.P., Vuollo, J.J., Nykänen, V.M., Piirainen, T.A., 1995. Zoned Zn-rich chromite from the näätäniemi serpentinite massif, Kuhmo greenstone belt, Finland. *Can. Mineral.* 33, 537–545.
- Machado, R., Philipp, R.P., Mello, F., 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática superposta na extremidade sul do Batólito Pelotas. In: RS. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 52–53.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–254.
- Mokhtari, A., Velde, D., 1988. Xenocrysts in eocene camptonites from Taourirt, northern Morocco. *Mineral. Mag.* 52, 587–601.
- Neis, L.P., 2013. Geoquímica de metacarbonatos do Escudo Sul-rio-grandense na região de Caçapava do Sul e Arroio Grande, RS. Graduation monograph. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 61p, Porto Alegre.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, Chichester, pp. 525–548.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*, vol. 16. Geological Society of London, Special Publications, pp. 77–94.
- Peel, E., Basei, M.A.S., Sánchez-Betucci, L., 2013. Primeras edades del Complejo Paso del Dragón (NE del Uruguay) a través de la sistemática U-Pb LA-ICP-MS en circones. In: VII Congreso Uruguayo de Geología y I Simposio de Minería y Desarrollo del Cono Sur. Resumos, Montevideo.
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2000. O Batólito Pelotas no Rio grande do sul. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia Do Rio Grande Do Sul*. edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 133–160.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr., F., 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano belt in southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Braz. J. Geol.* 46 (1), 83–104.
- Portella, Y.M., Zaccarini, F., Luvizotto, G.L., Garuti, G., Bakker, R.J., Angeli, N., Thalhammer, O., 2016. The cedrolina chromitite, goiás state, Brazil: a metamorphic puzzle. *Minerals* 6 (3), 91.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P., 1985. Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a la escala 1:500.000. MIE, DINAMIGE, Montevideo, p. 90.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., Sánchez-Betucci, L., 1993. Geología de la porción sur del Cinturón Cuchilla Dionisio. In: I Simpósio Internacional sobre Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata. DINAMIGE, Guía de excursión, La Paloma, pp. 3–39.
- Proenza, J.A., Ortega-Gutiérrez, F., Camprubí, A., Tritlla, J., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., 2004. Paleozoic serpentinite-enclosed chromitites from Tehuiztzingo (Acatlán Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. *J. S. Am. Earth Sci.* 16 (649), 666.
- Ramos, R.C., Koester, E., 2015. Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio grande ophiolitic complex, southernmost Brazil. *Braz. J. Geol.* 45 (1), 65–78.
- Ramos, R.C., Koester, E., Porcher, C.C., Barbosa, L.D., Vieira, D.T., Beloni, M.S., 2017. Correlação geoquímica entre os metamorfos dos Mármore Matarazzo e do Ofolito Arroio Grande (Complexo Arroio Grande, SE do Cinturão Dom Feliciano, Brasil). In: X Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. Annals, Curitiba.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läuffer, A., 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *Int. J. Earth Sci.* 100, 355–378.
- Sack, R.O., Ghiorso, M.S., 1991. Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. *Am. Mineral.* 76, 827–847.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Res.* 136, 203–240.
- Singh, A.K., Singh, R.B., 2013. Genetic implications of Zn- and Mn-rich Cr-spinels in serpentinites of the Tidding Suture zone, eastern Himalaya, NE India. *Geol. J.* 48 (1), 22–38.
- Stanistreet, I.G., Kukla, P.A., Henry, G., 1991. Sedimentary basinal responses to a late precambrian Wilson cycle: the Damara orogen and Nama foreland, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 13, 141–156.
- Stracke, A., 2015. Depleted mantle. In: Harff, J., Meschede, M., Petersen, S., Thiede, J. (Eds.), *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Springer, pp. 1–5.
- Suita, M.T.F., Strieder, A.J., 1996. Cr-spinels from Brazilian mafic-ultramafic complexes: metamorphic modifications. *Int. Geol. Rev.* 38 (3), 245–267.
- Teixeira, J.R.S., Neiva, A.M.R., Gomes, M.E.P., 2012. Chromian spinels and magnetite of serpentinites, steatitic rocks, tremolite asbestos and chloritites from Bragança massif, northeastern Portugal. *Period. Mineral.* 81 (2), 237–256.
- Tickyj, H., Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.Z., Philipp, R.P., Remus, M.V.D., 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *J. S. Am. Earth Sci.* 16, 699–713.
- Will, T.M., Frimmel, H.E., Gaucher, C., Bossi, J., 2014. Geochemical and isotopic composition of Pan-African metabasalts from southwestern Gondwana: evidence of cretaceous South Atlantic opening along a neoproterozoic back-arc. *Lithos* 202–203, 363–381.
- Wood, D.A., Marsh, N.G., Tarney, J., Joron, J.L., Fryer, P., Treuil, M., 1981. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc, and trench, sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60. In: Hussong, D.M., Uyeda, S., Blanchet, R., Bleil, U., Ellis, C.H., Francis, T.J.G., Fryer, P., Horai, K.I., Kling, S., Meijer, A., Nakamura, K., Natland, J.H., Packham, G.H., Sharaskin, A. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 60. United States Government Printing, Washington, pp. 611–645.
- Zhou, M.F., Kerrich, R., 1992. Morphology and composition of chromite in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Can. Mineral.* 30, 303–317.

CAPÍTULO 7

Artigo “Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry”

Assunto Successfully received: submission Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry for Precambrian Research



Remetente Precambrian Research <EvisSupport@elsevier.com>

Para <rodrigo.chaves@ufrgs.br>

Responder para <precam-eo@elsevier.com>

Data 10/01/2018 19:17

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: PRECAM_2018_15

Title: Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry

Journal: Precambrian Research

Dear Mr. Chaves Ramos,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Precambrian Research. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at:

http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=PRECAM and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Precambrian Research

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry

*RAMOS, Rodrigo Chaves^a; KOESTER, Edinei^b; VIEIRA, Daniel Triboli^a; PORCHER, Carla Cristine^b; GEZATT, Julia Neri^c; SILVEIRA, Renato Luiz^a.

^a – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. PO Box 15001, Zip code 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil. E-mail: rodrigo.chaves@ufrgs.br; danieltriboli@hotmail.com; renato.geofisica@gmail.com

^b – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Bento Gonçalves Avenue, 9500, Zip code 91540-000, Porto Alegre, RS, Brazil. E-mail: koester@ufrgs.br; carla.porcher@ufrgs.br

^c – Department of Geology and Petroleum Geology, University of Aberdeen. AB243UE, Aberdeen, Scotland, United Kingdom. E-mail: gezattjn@gmail.com

* - corresponding author

Abstract

This paper presents the first Rb-Sr isotope geochemistry study and SHRIMP zircon U-Pb dating in the Arroio Grande Ophiolite (southeasternmost Dom Feliciano Belt in Brazil), possibly an extension of the Uruguayan Punta del Este Terrane. The metamafic units of the ophiolite show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios ranging from 0.7036 to 0.7070 (recalculated at 630 Ma), which suggest an enriched MORB magmatic source for the amphibolite protoliths and a volcanic magmatic arc source (with possible crustal contamination) for the metagabbro protoliths. Together, these features suggest a supra-subduction zone origin for these rocks, corroborating previous studies based on bulk-rock chemistry. In the metaultramafites, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ ratio of the serpentine-talc schist sample (0.7071) might represent that of the seawater at the time of the harzburgitic protolith serpentinization (event estimated around 650 Ma). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ ratio of the chloritite sample (0.7152) is similar to that of the Três Figueiras granite (0.7139), a syn-kinematic peraluminous granite related to the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone (which also affected the southern portion of the ophiolite, where the studied samples are located). The emplacement of the latter granite could be responsible for the metasomatism of the former serpentinites, generating talc- and chlorite-rich reaction zones. The SHRIMP U-Pb analysis of twelve chloritite zircons strengthens that assumption, as zircons with ca. 620-590 Ma (the age of the granite) were found in association with metasomatic microtextures. Zircon ages ranging from ca. 2000 to 660 Ma were also found in the chloritite. These latter ages are analogous to those found in the metasiliciclastic rocks that envelop the metaultramafites of the ophiolite, so that the chloritite probably represents a blackwall reaction zone between (i) a former serpentinite, (ii) the Três Figueiras granite, and (iii) metasiliciclastic rocks. Additionally, we perform a SHRIMP U-Pb dating in a quartz-syenite melt related to a tonalitic intrusion within the metasedimentary unit (the Matarazzo Marbles) of the

ophiolite. The obtained concordia age of 640 Ma constrains the minimum age of ophiolitic mélange emplacement, as the tonalitic intrusion is related to continental arc magmatism.

Keywords: Geochronology; Geochemistry; Punta del Este Terrane; Ophiolite

1 Introduction

Radiogenic isotopes are meaningful tools to understand the processes related to the evolution of mantle and crustal rocks (isotope geochemistry) as well as to determine their ages (geochronology). In all the isotopic systems used in petrological studies, the elements respond in specific ways to particular geological processes in the deep Earth, thus acting as petrogenetic indicators (Rollinson, 1993; Faure and Mensing, 2005; Gill, 2010).

In this paper we present the first Rb-Sr study in metaultramafites (serpentine-talc schists and chloritites) and metamafites (amphibolites and metagabbros) of the Arroio Grande Ophiolite (Ramos et al., 2017a), located in the southeasternmost Dom Feliciano Belt, near the Brazil/Uruguay border (Fig. 1 and 2). These rocks were studied using the Rb-Sr isotopic system in order to fulfill the lack of isotopic data for these units and to identify possible sources, processes, and tectonic environments related to the generation and evolution of their protoliths. Furthermore, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are an useful tool to estimate relative ages of fluid-rock interaction events such as serpentinization (Vils et al., 2009; Harvey et al., 2014) and are sensitive to metasomatism, processes which in fact affected the studied rocks (Ramos & Koester, 2015; Ramos et al., 2017a).

In addition, this work presents the first geochronology study (SHRIMP – Sensitive High Resolution Ion Micro Probe – zircon U-Pb dating) in the Arroio Grande Ophiolite, which was carried out in a chloritite that represents a blackwall reaction zone between a former serpentinite body and Si-rich rocks (Ramos & Koester, 2015). A quartz-syenite was also dated using the SHRIMP zircon U-Pb technique. This rock is related to a tonalite intrusion (continental arc magmatism of the Pinheiro Machado Complex) within the metasedimentary unit (marbles) of the Arroio Grande Ophiolite. Therefore, this quartz-syenite might represent the interaction of the continental crust (i.e. the tonalite intrusion) with the ophiolitic mélange, being a key-sample which might constrain the minimum age for the emplacement of the ophiolite.

2 Geological Overview

The Arroio Grande Ophiolite is located near the Brazil/Uruguay border, in the Dom Feliciano Belt (Fig. 1), a Neoproterozoic orogenic belt which represents the southern branch of the Mantiqueira Province (Almeida et al., 1981). It comprises the central-eastern portion of the Uruguayan Shield, the E portion of the Catarinense Shield (Santa Catarina State, Brazil) and almost the entire Sul-río-grandense Shield (Rio Grande do Sul State, Brazil).

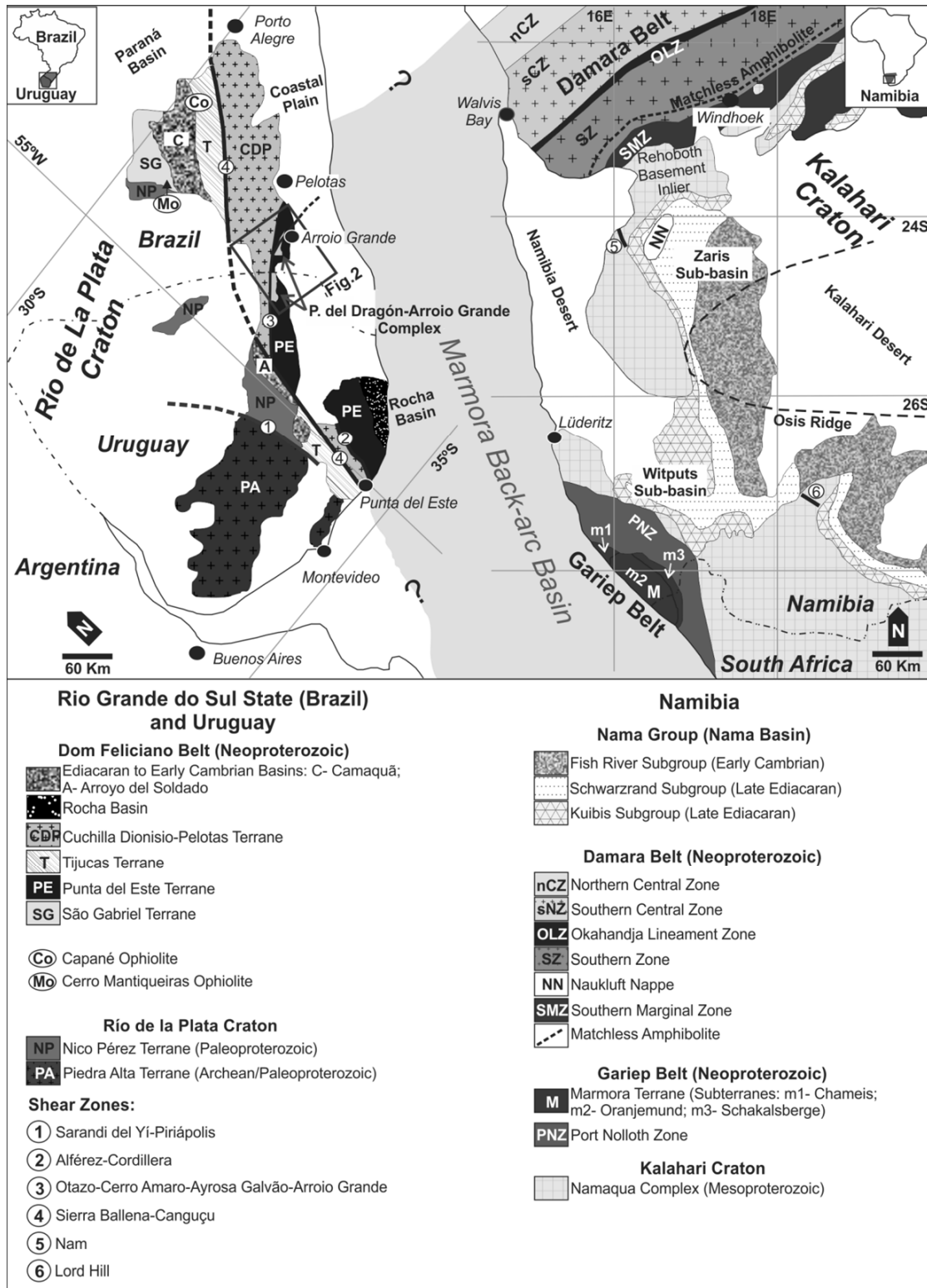


Figure 1. SW Gondwana – Location of the eastern Dom Feliciano Belt and related Pan-African belts and Ediacaran-Early Cambrian sedimentary basins (modified from Blanco et al., 2011). Hypothetical extension of the Marmora Basin after Frimmel et al. (2013). Modified from Ramos et al. (2017a).

This orogenic belt was developed during amalgamation of SW Gondwana in the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle (Neoproterozoic), as a result of the collision between Río de La Plata, Angola-Congo-São Francisco and Kalahari cratons, and other minor blocks and microplates (some tectonic interpretations, models and paleo-reconstructions related to this portion of the SW Gondwana can be seen in, e.g., Fernandes et al., 1995a and 1995b; Basei et al., 2000 and 2005; Gray et al., 2008; Gaucher et al., 2009; Oyhantçabal et al., 2011; Frimmel et al., 2011 and 2013; Chemale Jr. et al., 2012; Brito-Neves et al., 2014; Konopásek et al., 2016; Santos et al., 2017), whose final collisional events occurred around 580-550 Ma (Goscombe et al., 2005; Miller et al., 2009). In the African side (E Namibia and NW South Africa), convergence of these major cratons resulted in a “collisional triple junction” known as Damara Orogen, constituted by the Kaoko, Damara and Gariep Belts (Fig. 1) (Gray et al., 2008; Frimmel et al., 2011).

2.1 Regional Geology

The Dom Feliciano Belt in the Uruguayan Sul-rio-grandense Shield is limited to the W by the Río de La Plata Craton (Piedra Alta and Nico Pérez Terranes, Archean to Mesoproterozoic units; Santos et al., 2017), to the N by the Paleo- to Mesozoic Paraná Basin, and to the E and S by the Quaternary coastal plain and the Atlantic Ocean (Fig. 1). From large-scale geophysical discontinuities it is commonly divided into three distinct domains (Fernandes et al., 1995a and 1995b; Lenz et al., 2013; Hartmann et al., 2016): (i) Western (corresponding to the São Gabriel Terrane, exposed only in the Sul-rio-grandense Shield), (ii) Central (corresponding to the Tijucas Terrane and the Camaquã-Arroyo del Soldado Basin) and (iii) Eastern (corresponding to the Punta del Este, Cuchilla Dionisio and Pelotas Terranes) (Hartmann et al., 2007; Chemale Jr. et al., 2012; Philipp et al., 2016) (Fig. 1).

The mentioned terranes had distinct crustal evolution, reflecting the complex geological history of the Dom Feliciano Belt during the Neoproterozoic, which can be divided into three main mountain building stages: the Brasiliano I (climax at 730-700 Ma, related to the São Gabriel Orogeny in the Western Domain; closure of the São Gabriel or Charrúa Ocean; Saalman et al., 2011), the Brasiliano II (climax at 640-620 Ma, related to the Dom Feliciano Orogeny in the Eastern and Central Domains, represented by intense continental magmatism and crustal reworking) and the Brasiliano III (ca. 595-560 Ma, with generation of pre- to syntectonic granitic magmatism and the final collisional events of the orogenic cycle) (Babinski et al., 1997; Silva et al., 2005; Brito-Neves et al., 2014).

Ophiolites related to the Brasiliano I event are found in the Palma Accretionary Prism, constituted by Early Cryogenian remnants of juvenile magmatic arc rocks, calc-alkaline granitoids and gneisses, metavolcanic-sedimentary sequences and ophiolitic remnants (Brito-Neves et al., 2014; Philipp et al., 2016; Arena et al., 2016). The main ophiolitic associations are represented by the Ibaré, Palma, Passo do Ivo, Cambaizinho, Arroio Lajeado and Cerro Mantiqueiras ophiolites, mainly constituted by (meta) ultramafites (harzburgites, serpentinites, Mg-rich schists), metamafites

(metagabbros, metapyroxenites, metadiabases and amphibolites) and minor albitites, metacherts and chromitite pods (Leite et al., 1998; Hartmann and Chemale Jr., 2003; Philipp et al., 2016). In the Cerro Mantiqueiras ophiolite (Fig. 1), the large metaultramafic-ultramafic association in the Dom Feliciano Belt, the ultramafites show geochemical (Hartmann and Chemale Jr., 2003) and isotopic features (Arena et al., 2016) which suggest a depleted mantle origin. The metamaifites show a supra-subduction (island arc) chemical signature (Leite, 1997). The obduction of this oceanic crust during the closure of the São Gabriel (Saalman et al., 2011) / Charrúa Ocean (Fragoso-César, 1991) and emplacement in the W margin of the Encantadas microplate (sialic basement constituted by reworked Paleoproterozoic gneisses and amphibolites; Chemale Jr., 2000; Saalman et al., 2011) occurred prior to 786 Ma, as this age represent the metamorphism of the complex (SHRIMP U-Pb, Arena et al., 2016), which underwent amphibolite facies conditions and was deformed together with the TTG association (Cambaí Complex) which envelopes the ophiolite (Hartmann and Chemale Jr., 2003; Arena et al., 2016).

In the Tijucas Terrane, central Dom Feliciano Belt, ophiolites are found as tectonized slices within the fold and thrust Porongos Complex (metavolcanic-sedimentary supracrustal sequences with Paleo- to Neoproterozoic sources) (Porcher et al., 1999; Gruber et al., 2016; Pertille et al., 2015) which lies above the Encantadas microplate basement. The Capané ophiolites (Marques et al., 2003) (Fig. 1) comprise mylonitized metaultramafites (serpentinites, talc schists, anthophyllite schists, chloritites). The bulk-rock chemistry of the serpentinites suggests harzburgitic and dunitic protoliths with alpine and ophiolitic features, corresponding to the mantle section of an ophiolitic sequence (Marques et al., 2003). The Lu-Hf isotopic study of Arena et al. (2017) suggested a depleted mantle source for the ultramafite protoliths. This oceanic crust might be related to the evolution and closure of the Porongos oceanic basin during the Brasiliano I and II, culminating with the emplacement of ophiolitic slices in the western margin of the Encantadas microplate (Gollmann et al., 2008) between 650-570 Ma (Arena et al., 2017).

In the Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt, in Uruguay, fragments of oceanic rocks are found in the Paso del Dragón Complex (Preciozzi et al., 1979; Peel, 2012), located in the Punta de Este Terrane near the Uruguay/Brazil border (Fig. 1 and 2). The complex comprises the La Micaela Schists (Bossi & Gaucher, 2010) and the La Tuna Serpentinites (Bossi & Navarro, 1988 e 1991; Peel et al., 2009; Peel, 2012). The La Micaela schists constitute an elongated belt of low-grade metasiliciclastic rocks (depositional age < 626 Ma – Peel et al., 2013), aligned to the high-angle ductile Cerro Amaro-Otazo Shear Zone (Bossi & Navarro, 1991; Gómez-Rifas, 1995) (transcurrent, N40°E main trend, km-sized thickness) (Fig. 2). Tectonically interleaved with these schists, the La Tuna Serpentinites comprise tectonized metaultramafites (serpentinites, talc-, tremolite- and chlorite-rich schists) in association with metamaifites (amphibolites and metabasalts) (Peel, 2012; Will et al., 2014; Ramos et al., 2017a) (Fig. 2). The metamaifites show bulk-rock and isotopic features (Sr-Nd-Pb) that suggest a back-arc origin for their protoliths (Will et al., 2014), and were interpreted as a fragment

of the oceanic Marmora (or Gariep) back-arc basin (Marmora Terrane, Gariep Belt, Namibia) (Gaucher et al., 2009; Frimmel et al., 2011; Will et al., 2014), whose closure is related to the Brasiliano III events (Frimmel and Frank, 1998). Correlation of the Paso del Dragón Complex with the Marmora Basin is strengthened by the ages found in the detrital zircons of the La Micaela Schists (Peel et al., 2013), which match with those found in the Rocha Group (Rocha Basin) in the Punta del Este Terrane, which, in turn, is correlatable to the upper Oranjemund Group (Oranjemund Subterrane) of the Marmora Terrane (Basei et al., 2005; Frimmel et al., 2011) (Fig. 1). Furthermore, the ages found in migmatites near the Paso del Dragón Complex match with those of the basement of the Punta del Este Terrane (Peel et al., 2013), represented by the Cerro Olivo Complex (Preciozzi et al., 1999; Basei et al., 2005).

In Brazil, the Arroio Grande Complex, where the Arroio Grande Ophiolite (focus of this study) is located, was considered by Ramos et al. (2017a) as the NE extension of the Paso del Dragón Complex. This interpretation was made based on their geographic proximity (ca. 40 km) and on the petrographic and geochemical similarities, so that the Arroio Grande Ophiolite might also be related with the geotectonic evolution of the Marmora back-arc basin.

2.2 Local Geology

The Arroio Grande Complex, from now on considered a fragment of the Punta del Este Terrane (Fig. 1 and 2a), is located in the southernmost portion of the Dom Feliciano Belt in Brazil, near the Brazil/Uruguay border. Granitoids of the Aiguá-Pelotas Batholith/Cuchilla Dionisio Terrane (Fragoso-César et al., 1986; Preciozzi et al., 1993; Bossi and Gaucher, 2004) or Arachania Arc (Gaucher et al., 2009) are dominant in the region, which represent a dissected magmatic arc related to the Brasiliano II and III events. Fragments of a former subduction-related magmatic arc, with Brasiliano I ages (ca. 780 Ma U-Pb magmatic age) are found within this granitic belt, represented by the Piratini and Chácara das Pedras Gneisses in Brazil (Silva et al., 1999; Koester et al., 2016) and Cerro Bori Gneisses in Uruguay (Lenz et al., 2013), the latter related to the basement of the Punta del Este Terrane (Cerro Olivo Complex) (Preciozzi et al., 1999; Basei et al., 2005).

The metaultramafic-mafic-sedimentary rocks of the Arroio Grande Complex are emplaced in the high-angle ductile Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone (transcurrent, N40°E main trend, km-sized thickness; Machado et al., 1995), which represents the continuation of the Cerro Amaro-Otazo Shear Zone related to the Paso del Dragón Formation (Fig. 2a). The Arroio Grande rocks are in tectonic contact with granitoids of the Pinheiro Machado Complex, the latter representing the older rocks (ca. 630-605 Ma magmatic event) of the Pelotas-Aiguá Batholith in the region (Babinski et al., 1997; Silva et al., 1999; Loureiro et al., 2015). The Pinheiro Machado granitoids comprise medium- to high-K calc-alkaline tonalites, granodiorites, and monzogranites whose lithochemistry (major,

trace, and rare earth elements – REE) suggests a subduction-related continental magmatic arc setting (Fernandes et al., 1995a; Silva et al., 2005; Philipp et al., 2016).

The Arroio Grande Complex encompasses two main units: the Siliciclastic Unit and the Ophiolitic Unit (i.e. the Arroio Grande Ophiolite) (Ramos et al., 2017a). The petrography of the rocks from both units can be found in Ramos and Koester (2014 and 2015). The Siliciclastic Unit is characterized by low- to medium-grade metagraywackes, garnet-rich schists, quartzites and mica schists (which is the most abundant lithology, with an extension approximately 20 km long and 5 km wide) (Table 1), the latter two being in tectonic contact with Arroio Grande Ophiolite rocks (Fig. 2).

Some of these metasiliciclastic rocks are found as meter-sized xenoliths within the peraluminous Três Figueiras granite (ca. 610-590 Ma magmatic age – Tickyj et al., 2004; Klein et al., submitted), which is syn-kinematic to the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone. Metasomatic tourmalinites and greisens (possibly related to the emplacement of the latter granite) are found as veins in the area, cutting the mica schists (Ramos and Koester, 2015) (see discussion in section 4.2).

The Metasiliciclastic Unit is correlatable to the La Micaela Schists (Paso del Dragón Complex) (Fig. 2a) due to the petrographic similarities (Table 1) and, mainly, due to the detrital zircon ages found in the Arroio Grande mica schists and metagraywackes. According to Beloni et al. (2016), the ages range from ca. 2300 to 600 Ma, matching with those found in the La Micaela Schists (Uruguay) (Peel et al., 2013) and, consequently, with those of the Rocha (Uruguay) and upper Oranjemund (Namibia) Groups (youngest ages around 600 Ma; Basei et al., 2005). These grains were possibly sourced in the Arachania Arc (Aiguá-Pelotas Batholith) to the W and the Namaqua Belt to the E, prior to the final closure of the Marmora back-arc basin around 580-550 Ma (Basei et al., 2005; Gray et al., 2008; Gaucher et al., 2009; Blanco et al., 2011; Frimmel et al., 2011; Ramos et al., 2017a).

The Ophiolitic Unit, i.e., the Arroio Grande Ophiolite, comprises metaultramafites (Mg-rich schists), metamaifites (amphibolites, metagabbros and metadiorites), and marbles (Table 1). It is divided into two main portions by the intrusion of the abovementioned Três Figueiras granite (Fig. 2a).

The north portion of the ophiolite comprise ca. 300-700 m long, 100-250 m wide calcitic marble lenses (the Matarazzo Marbles; Philipp and Machado, 2002) with average 52 wt% CaO and 0.5 wt% MgO (Neis, 2017; Neis et al., submitted). Within them, the Matarazzo Metamaifites (amphibolites, metadiabases, and biotite-rich schists) are found and possibly represent fragments (centimeter- to meter-sized) of a former mafic dike swarm (Ramos et al., 2017b). Still, in the north portion of the ophiolite, centimeter- to meter-sized xenoliths of amphibolites, metadiorites, and metagabbros are found within undifferentiated granitoids and within the undeformed portion of the Três Figueiras granite (Ramos and Koester, 2015) (Fig. 2a and 3a).

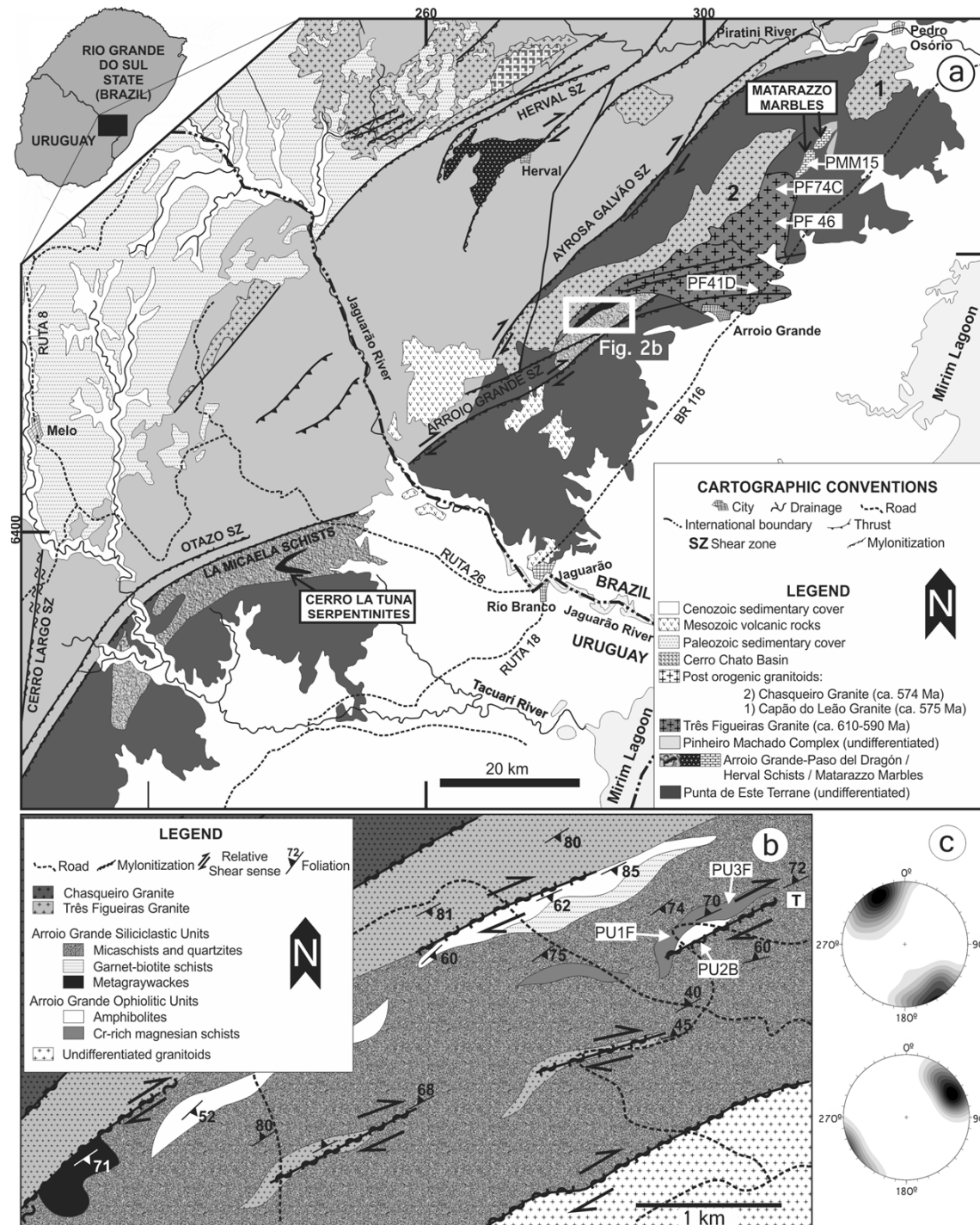


Figure 2. Southeasternmost Dom Feliciano Belt near Brazil/Uruguay border (modified from Ramos et al., 2017a) – (a) simplified geological map of the Arroio Grande and Paso del Dragón Complex region; (b) detail of the S portion of the Arroio Grande Complex; (c) lower hemisphere equal-area stereograms (foliation poles in the upper diagram, stretching lineation in the lower one) (N=100 for each lithology shown in figure “b”), showing the trend of the ophiolitic units affected by the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone ductile deformation. Legend: T = tourmalinite and muscovite outcrop.

Table 1. Lithological comparison between Arroio Grande Complex (Brazil) and Paso del Dragón Complex (Uruguay). Arroio Grande Complex data from Ramos and Koester (2014 and 2015). Paso del Dragón Complex data from Peel et al. (2009 and 2013) and Velázquez (2015).

Major unit	Rocks	ARROIO GRANDE COMPLEX	PASO DEL DRAGÓN COMPLEX
		METASILICICLASTIC UNIT	LA MICAELA SCHISTS
Metasiliciclastics	Local occurrences	Garnet-rich quartz-feldspatic schists. Fine-grained metagraywackes.	Garnet-amphibole schists.
	Mica schists (dominant)	Quartz, feldspar, muscovite. Intercalation with quartzite lenses.	Quartz, feldspar, muscovite. Intercalation with quartzite lenses.
Major unit	Rocks	ARROIO GRANDE OPHIOLITE	CERRO LA TUNA SERPENTINITES
Carbonates	Marbles (Arroio Grande Ophiolite only)	Medium- to coarse-grained calcitic marbles. Presence of amphiboles, pyroxenes, titanites, garnets, sulfides and micas associated with the intrusion of a mafic dyke swarm (chemically related to the other metamafites).	Not available.
Serpentinites	Cumulate and massif serpentinites (Cerro La Tuna), and talc-serpentine schists (Arroio Grande Ophiolite)	Talc, serpentine and minor tremolite and clinocllore. Disseminated chromite (2%). Greenschist to lower-amphibolite facies.	Serpentine and minor talc, chlorite, carbonate and tremolite. Relics of clinopyroxene. Accessory magnetite and disseminated chromite (ferritchromite). Localized occurrence of chromite. Greenschist to lower-amphibolite facies.
Magnesian Schists	Talc schists	Talc (up to 95% in the steatites) and minor tremolite, clinocllore and serpentine. Disseminated chromite (2%). Greenschist to lower-amphibolite facies.	Talc and minor serpentine, clinocllore and magnetite. Greenschist facies.
	Tremolite schists	Tremolite (up to 90% in the tremolitites) and minor clinocllore + talc. Disseminated chromite (2%). Greenschist to lower-amphibolite facies.	Tremolite and occasionally actinolite and talc. Disseminated chromite. Greenschist to lower-amphibolite facies.
	Chlorite schists	Chlorites (up to 95% in the chloritites). Minor ilmenite, zircon and talc + tremolite. Kämmererite and haggertyite (local). Greenschist to lower-amphibolite facies.	Chlorites. Minor talc and opaques. Greenschist facies.
Metamafites	Amphibolites	Hornblende, plagioclase, epidote and quartz. Minor biotite, chlorite, titanite, apatite and opaques. Lower-amphibolite facies.	Hornblende, plagioclase, epidote and minor titanite, apatite, quartz and opaques. Lower-amphibolite facies.
	Metagabbros and metadiorites (Arroio Grande Ophiolite only)	Medium to coarse grained hornblende, augite, plagioclase and quartz. Minor chlorite, biotite, pyrite and chalcopyrite. Amphibolite facies.	Not available.

Based on the Sr isotope curve for seawater (Halverson and Théou-Hubert, 2014), the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio values of ca. 0.706 for the marbles suggest a depositional age around 800 Ma for their

carbonate protoliths (Neis, 2017; Neis et al., submitted). According to Gerhard et al. (2015), the mafic dikes intruded the carbonates prior to the regional metamorphic event that generated the marbles and the transformation of the dikes into metamaftes. During this event, hydrothermal fluids related to the intrusion of tonalitic magmas of the Pinheiro Machado Complex (continental arc magmatism) reacted with both the marble and the amphibolites, originating calc-silicate hornfels, quartz-syenitic melts and skarns (Gerhard et al., 2015) (Fig. 3b and 3c).

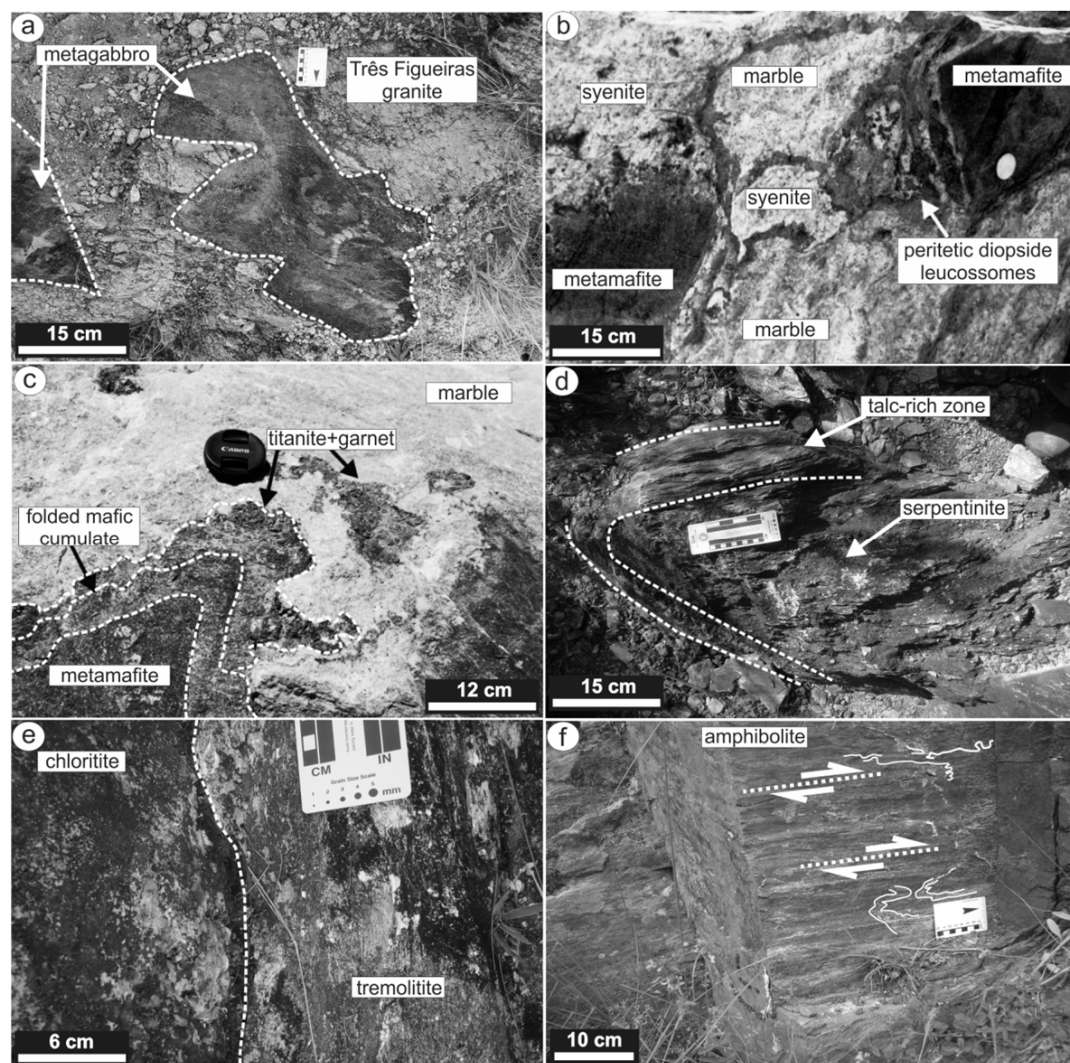


Figure 3. Arroio Grande Ophiolite outcrops – (a) metagabbro xenoliths within the Três Figueiras granite; (b) generation of leucosomes with quartz-syenitic composition and peritectic diopsides in the marble/amphibolite interface, due to intrusion of Pinheiro Machado tonalites; (c) metasomatic reactions in the marble/amphibolite interface, generated by the interaction with the quartz-syenite melt; (d) serpentinite pod enveloped by folded talc-schist; (e) contact between chlorite and tremolite reaction zones; (f) mylonitic stretching and centimeter-sized folds (highlighted by white curves) in amphibolite wall.

In the south portion of the Arroio Grande Ophiolite the best metaultramafic and metamafic outcrops are found. Decameter-sized bodies of Mg-rich schists and amphibolites (Table 1) are tectonically interleaved with quartzites and mica schists of the Siliciclastic Unit (Ramos and Koester,

2015) (Fig. 2b). The region is characterized by the influence of the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone (Fig. 2c), which strongly affected the metaultramafites and the metamafites. The resulted ductile deformation is observed in all lithologies, marked by macro- and microstructures such as crenulation cleavages, asymmetric (micro) folds and (micro) boudins, S-C fabrics, mineral fish and sigmoids.

The Mg-rich schists comprise serpentine-talc schists (Fig. 3d), tremolitites and chloritites (Fig. 3e) (Table 1). These rocks represent fragments of oceanic mantle peridotites that were serpentinized (in an oceanic setting) and later metasomatized (in a continental setting), forming zones of talcification, tremolitization, and chloritization (Ramos and Koester, 2015; Ramos et al., 2017a). The chloritites (Cr-rich, ca. 2 wt%, but chromites are absent) are interpreted as a blackwall reaction zone between the former serpentinite bodies and Si-rich rocks (possibly the Três Figueiras granite and/or the metasiliciclastic units). Furthermore, the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone possibly contributed, in some degree, to the metasomatism (Ramos and Koester, 2015).

The serpentine-talc schists and tremolitites are rich in chromites, whose mineral chemistry (major and minor element concentrations) suggests a mantle wedge-related source for the generation of the peridotitic protoliths (probably harzburgites), in an oceanic supra-subduction zone tectonic setting, possibly back-arc (Ramos et al., 2017a). The back-arc feature is observed in the bulk-rock chemistry (trace and REE concentrations) of all magnesian schists (Ramos and Koester, 2015).

The metamafites comprise amphibolites (Fig. 3a and 3f), metagabbros, and metadiorites that, according to their bulk-rock chemistry (major, trace and REE concentrations), represent metamorphic fragments of oceanic crust (former gabbros, diorites, and diabases) possibly generated in a back-arc setting, whose magma source was contaminated by subduction-related (slab-derived) fluids and/or subducted sedimentary material (similar features are observed in the Matarazzo Metamafites; Ramos et al., 2017b). According to Ramos and Koester (2015), these oceanic crust metamafites are genetically related to the aforementioned upper mantle metaultramafites. As can be seen, besides the petrographic similarities (Table 1), the Arroio Grande Ophiolite metaultramafites and metamafites also share bulk-rock geochemical features with those of the Cerro La Tuna Serpentinities of the Paso del Dragón Complex (back-arc signature), strengthening their correlation (Ramos et al., 2017a).

3 Materials and methods

Representative and less altered samples of Mg-schists (1 serpentine-talc schist and 1 chloritite from the south portion of the Arroio Grande Ophiolite; see location in Fig. 2) and metamafites (1 amphibolite from the south portion and 2 metagabbros from the north portion; see location in Fig. 2) were selected for the Rb-Sr isotopic analyses, together with one sample of the Três Figueiras granite (in order to test the hypothesis that the latter are related to the chlorite blackwall; see sample location in Fig. 2). The rocks were powdered to < 200 mesh size at the Laboratório de Preparação de Amostras (LPA), Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Instituto de

Geociências (IGEO) of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Brazil. For the U-Pb SHRIMP analysis, zircon crystals of both the chloritite (same sample used for the Rb-Sr study) and the quartz-syenite (related to the tonalitic intrusion in the Matarazzo Marbles; see sample location in Fig. 2) were separated using heavy liquid and magnetic techniques at the LPA-CPGq-IGEO-UFRGS.

Chemical preparation of the powdered samples, required to the Rb-Sr isotope analyses of the selected metaultramafic-mafic rocks was carried out at the chemical laboratory of the Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) of the CPGq-IGEO-UFRGS. For each sample, about 0.1-0.2 g of the powdered material was put in Savillex © vials and dissolved in concentrated HNO₃ and HF. Rb and Sr were separated in cation columns containing AG-50W-X8 resin. The mass spectrometry analyses were carried out at LGI (CPGq-IGEO-UFRGS), using a thermal ionization mass spectrometer VG Sector 54 ©, with multi-collection system and 1.0 V ion beam. Rb-Sr results were calibrated against standard NBS-987 (Sr carbonate, mean 0.71026 ± 0.000014). Blank value was lower than 150 pg for Sr. The number of analyses for each sample was 120.

For the geochronology study, 100 zircon crystals from the chloritite and 100 from the quartz-syenite were selected and mounted in epoxy resin. In order to identify the best targets for the U-Pb SHRIMP dating, cathodoluminescence images of the zircons in the mount were obtained using a FEI Quanta 250 © scanning electron microscope, equipped with a XMAX CL © detector, at the Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil. After that, 12 selected crystals from the chloritite and 13 from the quartz-syenite were analyzed (one spot per grain) by a SHRIMP-IIe/MC high resolution ion microprobe, following the analytical procedures as per Sato et al. (2014). Errors are 2σ . Common lead was corrected on the basis of the measured ^{204}Pb . U abundance and U/Pb ratios were calibrated against the Temora-2 standard (Black et al., 2004). Error in standard calibration was 0.18%. The ages were calculated using Isoplot® software (Ludwig, 2008).

A scanning electron microscopy (SEM) and standardless semi-quantitative study using energy dispersive X-ray spectrometry (EDS) was carried out in a carbon-coated polished thin section of the chloritite, in order to determine the relationships between the zircon crystals and the surrounding minerals. These analyses were performed at the LGI-CPGq-IGEO-UFRGS, using a JEOL JSM-6610LV © scanning electron microscope equipped with a Bruker XFLASH © 5030 energy dispersive X-ray spectrometer. Analytical conditions were 15 kV, spot size of 60, working distance of 10 mm, and counting time of 60 s for the EDS analyses.

4 Results and discussions: Rb-Sr

In this section we present the results obtained from the Rb-Sr analyses. For the calculation of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios the age of 630 Ma was selected to the recalculation. This is the age assumed by Will et al. (2014) for their isotope study in the Paso del Dragón Complex (Uruguay) and Marmora Terrane (Namibia) metamafites, and represents an imprecise Ar-Ar dating of oceanic metamorphism

in the Marmora Basin (Frimmel and Frank, 1998), so that the ocean floor must be older. This interpretation will be used throughout the discussions presented in the following sections. The Rb-Sr isotope results are summarized in Table 2.

Table 2. Rb-Sr results for Arroio Grande Ophiolite (samples PU3F to PU2B) and Três Figueiras granite (sample PF46).

Sample	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	error (SE %)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (measured)	error (SE %)	Age (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (630 Ma)
PU3F (chloritite)	8.9	2.1	0.6665	0.0666	0.721197	0.0010	630	0.7152
PF74C (metagabbro)	558.6	31.2	0.1578	0.0158	0.707329	0.0011	630	0.7059
PU1F (serpentine-talc schist)	11.8	2.9	0.6942	0.0694	0.713354	0.0008	630	0.7071
PF41D (metagabbro)	480.4	56.6	0.3328	0.0333	0.709948	0.0007	630	0.7070
PU2B (amphibolite)	136.6	2.8	0.0579	0.0058	0.704094	0.0011	630	0.7036
PF46 (granite)	121.7	181.3	4.2078	0.4208	0.751682	0.0000	630	0.7139

4.1 Metamafites

The Rb and Sr concentrations of the metagabbro samples (Rb between 31 and 56 ppm, Sr between 480 and 558 ppm) are similar to those of the average basaltic rock composition (Rb 30 ppm, Sr 465 ppm; Faure and Mensing, 2005). Concentrations of these elements are lower in the amphibolite (Rb 3 ppm and Sr 136 ppm), which are similar to the average MORB composition (Rb 2 ppm e Sr 120 ppm; Rollinson, 1993).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ ratios of the metamafites suggest an enriched MORB magmatic source (Saunders et al., 1980; Rollinson, 1993) for the amphibolite PU2B protolith (0.7036), and a volcanic magmatic arc source, with possible crustal contamination (Bulle et al., 2010; Bröcker et al., 2014), for the metagabbros PF41D and PF74C protoliths (respectively 0.7070 and 0.7059). These features together suggest a supra-subduction zone (SSZ) origin for all the protoliths, as the compositions range from MORB to volcanic arc. This interpretation matches a previous hypothesis raised from the bulk-rock lithogeochemistry of these same rocks (see Ramos and Koester, 2015, and Ramos et al., 2017a), which also suggested a SSZ setting (possibly back-arc) for the generation of the ocean floor, whose magma source may have been contaminated by crustal material.

4.2 Mg-schists

The Rb and Sr concentrations of the serpentine-talc schist and chloritite samples are very low (respectively Rb between 2 and 3 ppm, Sr between 8 and 11 ppm) (Table 2), reflecting the

absence of Ca and K minerals in these rocks (as in their protoliths). These concentrations are similar to those of the average magmatic ultramafic rocks (Rb 0.2 ppm, Sr 1.0 ppm; Faure and Mensing, 2005).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ ratios of the Mg-schists (0.7071 and 0.7152) are higher than the expected for mantle-derived ultramafites (between 0.702 and 0.704; Faure and Mensing, 2005). It demonstrates the complexity of these rocks that, according to Ramos and Koester (2015) and Ramos et al. (2017a), experienced at least two metamorphic events involving fluid-rock interactions: (i) total serpentinization of oceanic harzburgites and (ii) metasomatism of the resulting oceanic serpentinite, forming talc-, tremolite- and chlorite-rich reaction zones.

Serpentinites from present-day spreading centers have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio values close to that of the seawater (around 0.7091 - 0.7102) (e.g. Vils et al., 2009; Harvey et al., 2014), demonstrating the significance of water-peridotite interactions in the genesis of the oceanic serpentinites, as the expected mantle values of the latter are obliterated and superimposed by the former in such scenarios. If we assume that the same process occurred in paleo-oceans, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Neoproterozoic serpentinites might represent that of the paleo-seawater.

Supposing that Si-metasomatism, responsible for the talcification of the serpentinites, does not strongly affected the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of these rocks (as, for example, in Harvey et al., 2014), we can hypothesize that Arroio Grande serpentine-talc schists protoliths retained the ratio of the seawater at the time of the serpentinization event. When plotted in the seawater Sr curve of Halverson and Théou-Hubert (2014), the age corresponding to the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the serpentine-talc schist sample is estimated around 650 Ma (see Fig. 4). Interestingly, this hypothetical age is within what is believed to be the time interval of ocean floor generation in the Marmora Basin (between ca. 750-600 Ma; e.g. Frimmel and Förling, 2004).

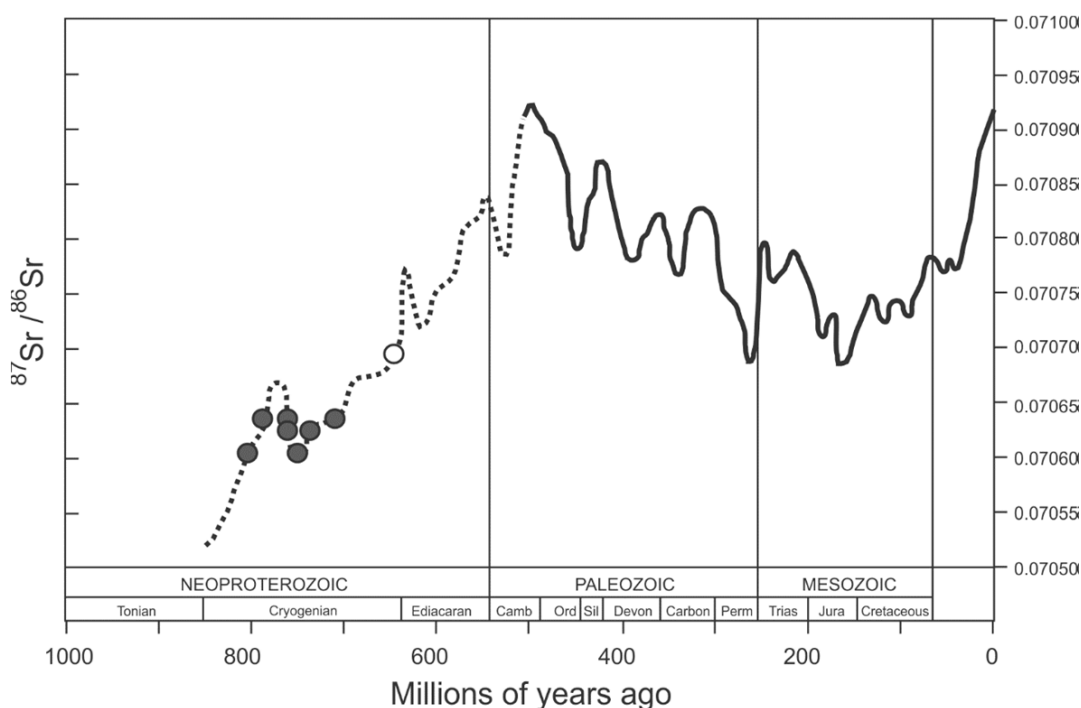


Figure 4. Arroio Grande Ophiolite rocks plotted in the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve of Halverson and Théou-Hubert (2014). White circle = sample PU1F, serpentine-talc schist (this paper); black circles = Matarazzo Marbles data from Neis (2017).

The chloritite, interpreted as a blackwall reaction zone (Ramos & Koester, 2015), shows the highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ ratio (0.7152) in the present study. According to those authors, this lithology results from the metasomatism between the serpentinites and chemically contrasting rocks (Si-rich). Although it is not possible to determine which rock is in contact with the chloritite (due to its poor exposure), this metasomatism is possibly related to (i) fluids related to the emplacement of the adjacent Três Figueiras granite, (ii) metasiliciclastic units (quartz- and feldspar-rich) that envelope the metaultramafic bodies, (iii) and/or fluids related to the ductile Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone.

A number of evidences reinforce the two first assumptions. Firstly, tourmalinite veins and greisens (Fig. 5), related to the emplacement of the Três Figueiras granite (Ramos and Koester, 2014 and 2015), are found near the chloritite outcrops. When we compare the trace element pattern of the chloritite with those of the tourmalinite and the granite (Fig. 6), the similarities strengthen this hypothesis. Furthermore, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{630}$ ratio of the chloritite is close to that of the Três Figueiras granite (Table 2).

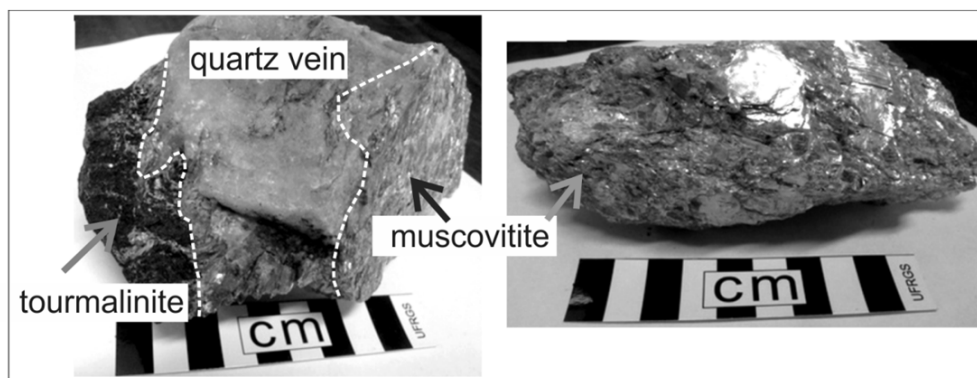


Figure 5. Hand samples of the tourmalinite and greisen rocks related to the Três Figueiras granite, found near the chloritite (sample location in Fig. 2b, marked as “T”).

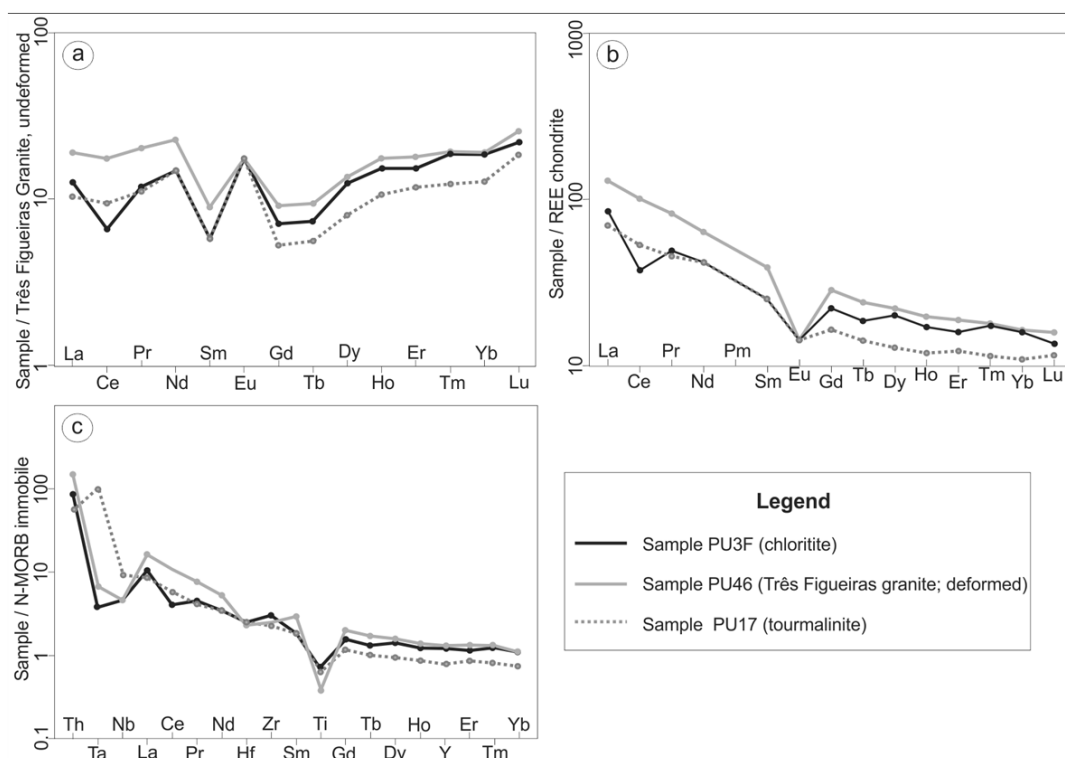


Figure 6. Trace element diagrams normalized to: (a) REE of the undeformed portion of the Trés Figueiras granite (sample PF73 from Klein et al., submitted), which envelops a metagabbro xenolith studied in this paper; (b) REE chondrite (Boynton, 1984); and (c) N-MORB immobiles (Sun and McDonough, 1989). Bulk-rock data from Ramos and Koester (2015) (sample PU3F), Klein et al. (submitted) (sample PU46) and Ramos et al. (2015) (sample PU17).

5 Results and discussions: SHRIMP U-Pb geochronology

In this section we present the SHRIMP U-Pb results from the zircons of the (i) chloritite (sample PU3F), which are related to the metasomatic reaction zones between the former serpentinite bodies and Si-rich continental rocks, and the (ii) quartz-syenite (sample PMM15), related to the tonalitic intrusions (continental arc magmatism) within the marbles of the Arroio Grande Ophiolite.

5.1 Chloritite

The observation of the analyzed zircon crystals in the SEM (Fig. 7) shows that four crystals are euhedral (zircons 6, 7, 9 and 12), four are rounded (zircons 1, 2, 3 and 4) and four have irregular shapes (zircons 5, 8, 10 and 11). All the crystals are around 130 μm in length. Crystal 5 is homogeneous, with no internal zoning. Crystals 6, 7 and 12 show regular alternating bands, possibly representing magmatic zoning (Corfu et al., 2003). The U contents of the analyzed zircons range from 38 to 428 ppm and the Th contents from 17 to 545, yielding Th/U ratios between 0.20 and 2.65.

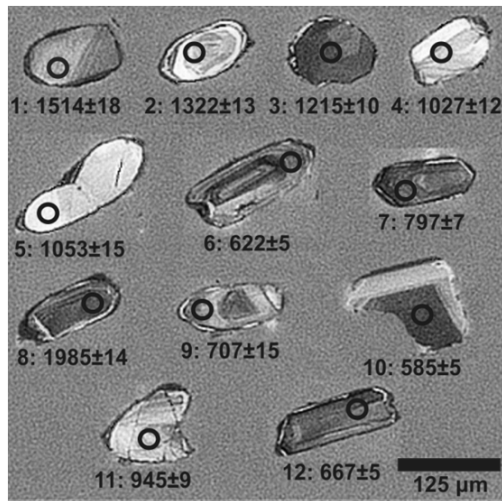


Figure 7. Cathodoluminescence image of the zircon crystals (chloritite sample PU3F) analyzed by SHRIMP and their respective $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages.

At first glance, the large scatter in the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age distribution (from 585 ± 5 to 1985 ± 14 Ma; Fig. 7 and Table 3) may seem inconclusive. However, when analyzed together with the SEM-EDS study of the zircon crystals in the chloritite (in situ), some interesting observations can be made. Notably, at least two types of zircon could be identified in the chloritite thin section sample: (i) those in association with monazite xenocrysts, and (ii) those in association with ilmenite xenocrysts.

Table 3. SHRIMP data for sample PU3F (chloritite). Pb_c = common lead (corrected using measured ²⁰⁴Pb); Pb* = radiogenic lead.

spot	U ppm	Th ppm	²⁰⁶ Pb _c (%)	²⁰⁶ Pb* ppm	²⁰⁸ Pb* ppm	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age	% Disc.	Err. corr.
1	158	41	0.07	36	2.8	.265 ± 1.3%	3.455 ± 1.5%	.095 ± 0.7%	1514 ± 18	+ 1	.889
2	108	109	0.44	21	6.4	.228 ± 1.1%	2.737 ± 1.6%	.087 ± 1.2%	1322 ± 13	+ 4	.686
3	320	153	0.13	57	8.1	.207 ± 1.0%	2.299 ± 1.1%	.081 ± 0.7%	1215 ± 10	- 1	.792
4	58	47	0.56	9	2.2	.173 ± 1.3%	1.750 ± 4.1%	.074 ± 3.9%	1027 ± 12	0	.303
5	38	17	3.45	6	0.8	.177 ± 1.5%	1.916 ± 9.2%	.078 ± 9.1%	1053 ± 15	+ 10	.165
6	337	404	0.57	29	10.7	.101 ± 0.9%	0.840 ± 2.7%	.060 ± 2.5%	622 ± 5	- 2	.325
7	311	133	0.18	35	4.8	.131 ± 0.9%	1.172 ± 1.5%	.065 ± 1.3%	797 ± 7	- 5	.578
8	428	236	--	133	21.7	.361 ± 0.8%	6.000 ± 0.9%	.121 ± 0.3%	1985 ± 14	- 1	.941
9	323	63	4.52	32	1.4	.117 ± 2.3%	1.172 ± 7.6%	.073 ± 7.3%	715 ± 15	+ 30	.296
10	212	545	0.33	17	14.2	.095 ± 0.9%	0.773 ± 2.1%	.059 ± 1.9%	585 ± 5	- 3	.431
11	116	57	0.66	16	2.5	.158 ± 1.0%	1.566 ± 2.1%	.072 ± 1.9%	945 ± 9	+ 4	.478
12	389	174	1.07	36	5.0	.109 ± 0.9%	0.971 ± 2.4%	.065 ± 2.2%	667 ± 5	+ 13	.360

The zircons associated with monazites are closely related to veins filled with a material with a monazite-like composition (see Table 4) which, in turn, were possibly formed at expenses of former large monazite crystals by metasomatic dissolution and reprecipitation, as suggested by the textures that can be seen in Figs. 8a and 8b. We interpret these former monazite crystals as igneous in origin, due to their euhedral to subhedral shape (Figs. 8a to 8c) and composition (ThO₂ concentration is higher in these crystals than in the veins; Table 4) (Schandl and Gorton, 2004; Catlos, 2013). As such, these crystals might have been inherited from the Três Figueiras granite, which is monazite-rich (Tickyj et al., 2004). This hypothesis is strengthened by the absence of monazites in the metasiliciclastic or metaultramafic-mafic units that envelope the chloritite. Furthermore, when we compare the compositional range of the monazite crystals (Table 3) to that presented in Tickyj et al. (2004), which analyzed the chemistry of the monazites found in the Três Figueiras granite (0.5 wt% CaO, 29.9 wt% Ce₂O₃, 14.5 wt% La₂O₃, 11.8 wt% Nd₂O₃, 29.9 wt% P₂O₅, 0.4 wt% SiO₂, 3.74 wt% ThO₂), the similarities are reinforced.

Table 4. Standardless semi-quantitative EDS compositional range of the ilmenites, monazites and zircons found in the Arroio Grande chloritite.

Oxides (wt%)	Ilmenites		Monazites		Zircons	
	Crystals	Veins	Crystals	Veins	Detrital	Metasomatic
Al ₂ O ₃	--	--	1 to 4	3 to 5	--	--
BaO	--	11 to 15	--	--	--	--
CaO	--	--	2 to 5	0 to 4	--	--
Ce ₂ O ₃	--	--	7 to 38	0 to 19	--	0 to 2
FeO(t)	34 to 41	31 to 42	2 to 4	2 to 8	0 to 1	0 to 2
La ₂ O ₃	--	--	9 to 16	0 to 10	--	--
MgO	0 to 1	0 to 2	0 to 3	3 to 7	--	0 to 5
Nd ₂ O ₃	--	--	7 to 14	0 to 11	--	--
P ₂ O ₅	--	--	22 to 26	7 to 22	--	--
SiO ₂	--	--	1 to 9	4 to 9	23 to 29	18 to 26
ThO ₂	--	--	1 to 3	--	--	--
TiO ₂	53 to 60	42 to 54	--	--	--	--
ZrO ₂	5 to 6	3 to 7	1 to 6	0 to 6	51 to 60	34 to 49

Therefore, the obtained ages of 622 ± 5 and 585 ± 5 Ma (Fig. 7 and Table 2), which are similar to that of the granite (around 545 ± 55 Ma; Th-Pb isochrones, Tickyj et al., 2004; 585 ± 16; U-

Pb, Klein, 2017 and Klein et al., submitted), could represent inherited crystals, or, on the other hand, zircons generated during the metasomatic event related to the syn-kinematic emplacement of the granite. The former assumption is favored by the texture of the zircon crystals (Fig. 7), although metasomatic zircons are observed in the thin section, representing a starting point for future investigations.

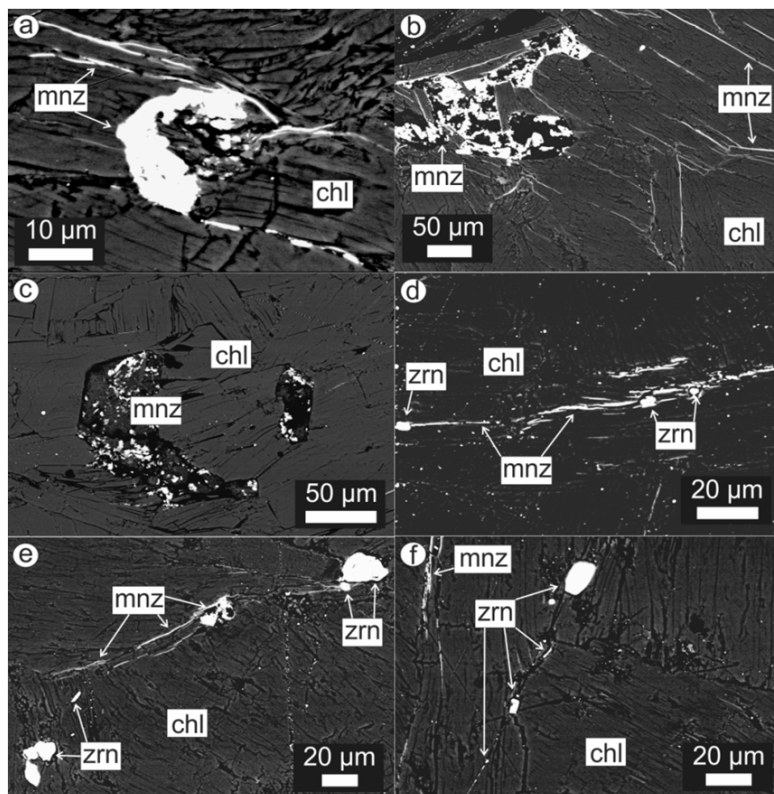


Figure 8. Backscattered electron images (thin section of the chloritite sample) – (a) and (b), textures suggesting dissolution of monazite crystals and reprecipitation within interstices between chlorite plates; (c) euhedral monazite crystal replaced by chlorite; (d) and (e) zircons associated with monazite veins; (f) microcrystalline zircon forming trails within interstices of the matrix. Magnification: a = 2000 x; b = 350 x; c = 450 x; d = 750 x; e = 550 x; f = 850 x. Abbreviations: chl = chlorite; mnz = monazite; zrn = zircon.

In the other mineral association, the zircons are found as inclusions within or in the proximity of large ilmenite crystals (Figs. 9a to 9c). They have been interpreted as detrital in origin, since a similar feature (Fig. 9d) can be observed in the metasedimentary schist which envelopes the chloritite outcrop (see Fig. 2b). A metasiliciclastic origin for these zircons would explain the scatter distribution of age data, which is, in fact, similar to the ages found in the metasedimentary units of the Arroio Grande Complex, e.g., the metagraywackes whose ages range from ca. 2300 to 600 Ma (Beloni et al., 2016). Due to the low number of analyses presented in this work, further statistic provenance study in the chloritite zircons is necessary.

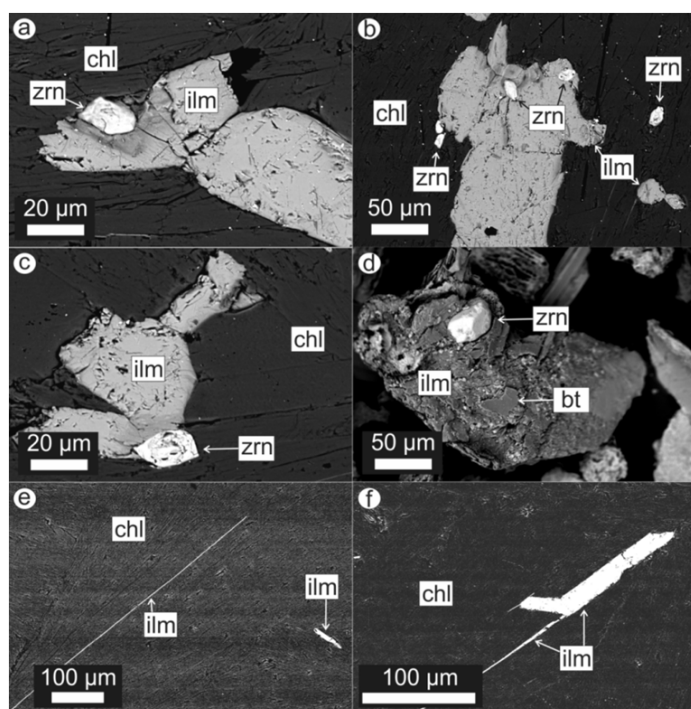


Figure 9. Backscattered electron images – (a) to (c), thin section of the chloritite sample, showing zircon crystals associated with ilmenite; (d) unpolished tape-mounted detrital grains of the siliciclastic schist which envelopes the chloritite outcrop. Detail of a zircon in ilmenite; (e) and (f) show ilmenite filling interstices between chlorite plates, interpreted as metasomatic in origin. Magnification: a = 750 x; b = 370 x; c = 800 x; d = 200 x; e = 200 x; f = 220 x. Abbreviations: bt = biotite; chl = chlorite; ilm = ilmenite; zrn = zircon.

From those relationships, we interpret the chloritite as a blackwall reaction zone resulting from the interaction between the serpentinite and the surrounding metasedimentary schist, together with hydrothermal fluids related to the syn-kinematic emplacement of the Três Figueiras granite. This hybrid origin would explain the discordance observed within the chloritite zircon population (ages ranging from 2000 to 660 Ma might be related to the metasedimentary schist, whilst the 620 and 585 Ma age might be related to the Três Figueiras Granite).

It is noteworthy that the ilmenite which fills veins and interstices between chlorite plates (Fig. 9e and 9f) is enriched in BaO (10 to 15 wt%), assuming a composition similar to that of the haggertyite, which is a mineral typical of reaction zones within ultramafites (Grey et al., 1998).

5.2 Quartz-syenite

The observation of the analyzed quartz-syenite zircon crystals in the SEM (Fig. 10) shows that four crystals are euhedral (zircons 5, 9, 10 and 12), two are rounded (zircons 6 and 11) and the remaining crystals are subhedral and fragmented. Six crystals are large (1, 2, 3, 5, 8 and 13), with a length of circa 300 µm. The remaining crystals are around 200 to 250 µm in length. Crystals 1, 3, 5 and 8 are homogeneous, with no internal zoning. Crystals 6, and 12 show regular alternating bands. Crystals 2, 9 and 11 show sector zoning. Crystal 13 shows a late to post-magmatic recrystallization

texture (Corfu et al., 2003). The U contents of the analyzed crystals range from 78 to 2149 ppm and the Th contents from 43 to 4302, yielding Th/U ratios between 0.16 and 2.07.

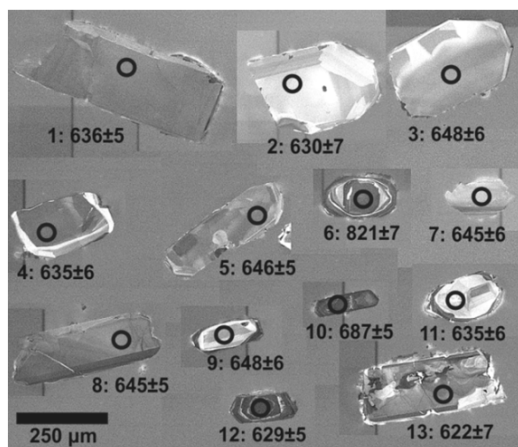


Figure 10. Cathodoluminescence image of the zircon crystals (quartz-syenite sample PMM15) analyzed by SHRIMP and their respective $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages.

Table 5. SHRIMP data for sample PMM15 (quartz-syenite). Pb_c = common lead (corrected using measured ^{204}Pb); Pb^* = radiogenic lead. Bold spots were used to calculate the concordia age (crystals with lower common lead content).

spot	U ppm	Th ppm	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$^{208}\text{Pb}^*$ ppm	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	% Disc.	Err. corr.
1	585	155	0.12	52	4.3	.104 ± 0.84	.883 ± 1.1	.062 ± 0.7	636 ± 5	+ 4	.768
2	78	63	0.87	7	1.8	.103 ± 1.19	.854 ± 5.7	.060 ± 5.6	630 ± 7	- 3	.208
3	194	245	0.22	18	7.0	.106 ± 0.96	.903 ± 1.8	.062 ± 1.6	648 ± 6	+ 3	.524
4	509	670	0.32	45	18.7	.104 ± 0.98	.879 ± 1.4	.062 ± 1.0	635 ± 6	+ 4	.708
5	337	404	0.55	31	11.7	.105 ± 0.88	.888 ± 1.9	.061 ± 1.7	646 ± 5	0	.468
6	648	1033	2.35	76	38.3	.136 ± 0.88	1.245 ± 5.3	.066 ± 5.2	821 ± 7	0	.166
7	280	43	0.12	25	1.3	.105 ± 0.90	.878 ± 1.6	.061 ± 1.3	645 ± 6	- 4	.558
8	356	120	0.04	32	3.5	.105 ± 0.87	.876 ± 1.4	.060 ± 1.1	645 ± 5	- 5	.627
9	162	113	0.15	15	3.2	.106 ± 0.97	.887 ± 2.0	.061 ± 1.7	648 ± 6	- 3	.490
10	2149	4302	2.54	208	151.3	.112 ± 0.84	.968 ± 3.6	.063 ± 3.5	687 ± 5	0	.236
11	140	77	0.45	12	2.2	.104 ± 1.01	.861 ± 3.5	.060 ± 3.3	635 ± 6	- 3	.291
12	296	338	0.20	26	9.4	.102 ± 0.88	.867 ± 1.4	.061 ± 1.1	629 ± 5	+ 4	.611
13	317	236	3.26	28	6.3	.101 ± 1.25	.825 ± 6.1	.059 ± 6.0	622 ± 7	- 10	.203

The data from the quartz-syenite range from nearly concordant to 10% discordant, allowing the calculation of a concordia age of 640 ± 4 Ma (Fig. 11) (using the crystals with lower common lead content, marked in bold in the Table 5), which we interpret as the timing of crystallization of the quartz-syenite melt related to the tonalite that intrudes marble unit of the studied ophiolite. This age has a particular tectonic significance as it constrains the upper limit of emplacement of the Arroio Grande Ophiolite, as at least in 640 Ma the rocks of the ophiolitic mélange (the protoliths of the marbles and the amphibolites) were interacting with continental crust rocks (i.e., the tonalitic intrusions related to the continental arc magmatism of the Pinheiro Machado Complex).

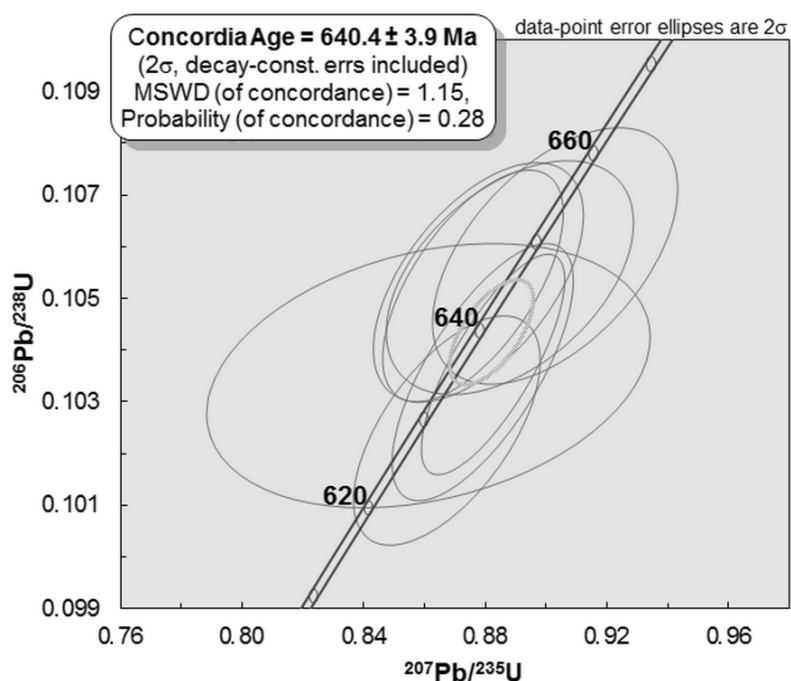


Figure 11. U-Pb Concordia diagram for the Matarazzo quartz-syenite (sample PMM15).

6 Concluding remarks

From the isotope study and discussions presented in this paper, the following conclusions are drawn, related to the evolution of the Arroio Grande Ophiolite protoliths. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the metamaftites suggest an enriched MORB magmatic source for amphibolite protolith, and a volcanic magmatic arc source, with possible crustal contamination, for the metagabbros protoliths. These features suggest a SSZ origin for these protoliths, corroborating previous hypotheses that were made from the bulk-rock chemistry of these lithologies (Fig. 12).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the serpentine-talc schist sample might represent that of the seawater at the time of the harzburgitic protolith serpentinization, constrained around 650 Ma, so that the ocean floor generation in the oceanic basin is older. It matches with the 750-630 Ma time interval of ocean floor spreading in the Marmora Basin, assumed to represent the back-arc basin in which the Arroio Grande Ophiolite protoliths were generated (Fig. 12).

The SHRIMP U-Pb dating of the quartz-syenite melt related to the continental arc tonalites which intrude the marbles of the Arroio Grande Ophiolite produced a concordia age of 640 Ma. This age constrains the minimum time of ophiolitic mélange emplacement, as the quartz-syenite might represent the interaction of the continental crust (tonalites) with the ophiolitic mélange (protoliths of the marbles and the associated amphibolites) (Fig. 13a).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the chloritite sample is similar to that of the Três Figueiras Granite (a syn-kinematic peraluminous granite related to the Ayrosa Galvão-Aroio Grande Shear Zone which affects the southern portion of the Arroio Grande Ophiolite, where the studied metaultramafites are

located). The emplacement of the granite might be responsible for the metasomatism of the former serpentinites, generating talc- and chlorite-rich reaction zones (Fig. 13b). From the SHRIMP U-Pb analysis of the chloritite zircons the above assumption is strengthened, as zircons possibly related to the granite (ages of ca. 620 and 585 Ma) were found in close association with metasomatic microtextures which suggest dissolution and reprecipitation of inherited minerals.

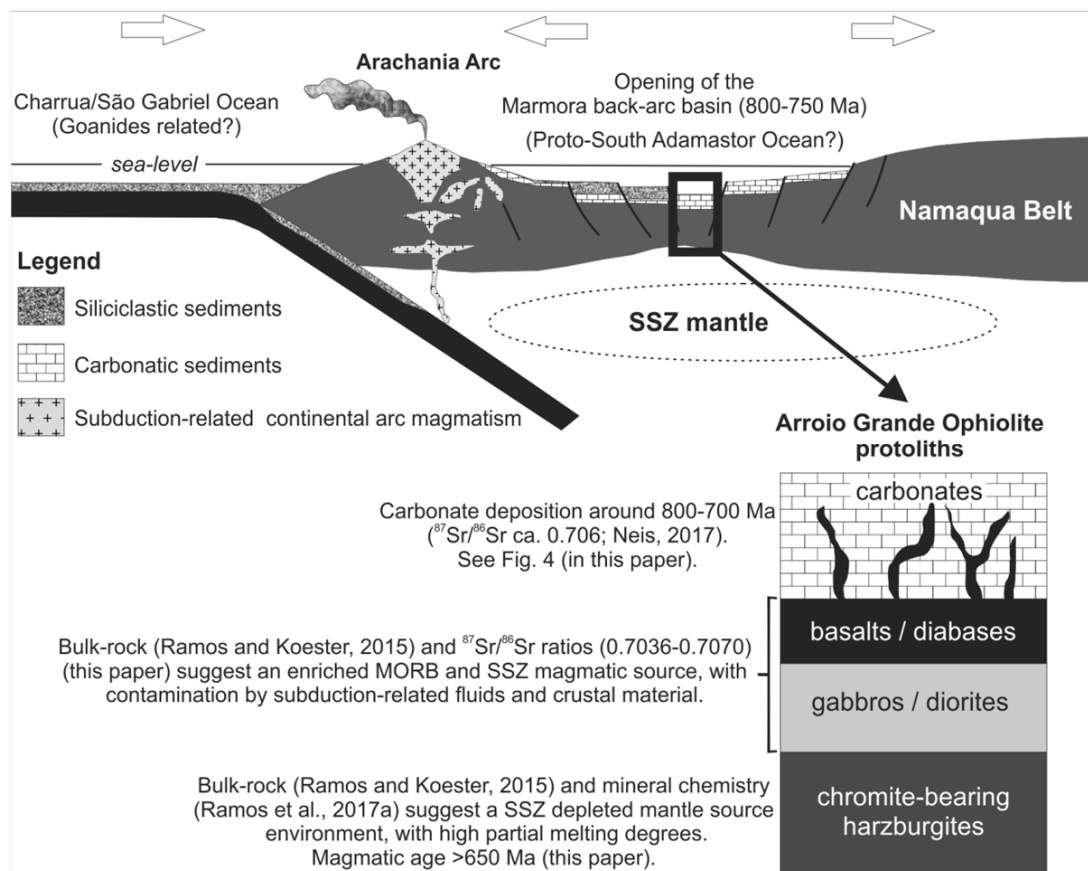


Figure 12. Tectonic setting of generation of the Arroio Grande Ophiolite protoliths (Cross-section adapted and redrawn from Rajabi et al., 2012).

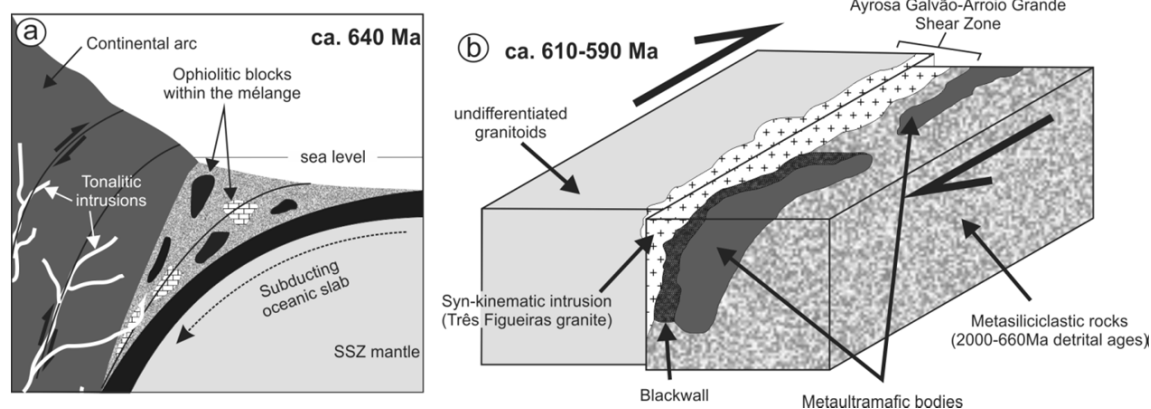


Figure 13. Sketches (not to scale) – (a) ophiolitic blocks within the mélangé. At ca. 640 Ma, tonalitic intrusions interacted with marble blocks; (b) syn-kinematic intrusion of the Três Figueiras Granite at ca. 590 Ma. Fluids related to this intrusion interacted with the metasiliciclastic rocks and the metaultramafites, generating blackwall reaction zones.

Zircons ranging from ca. 2000 to 660 Ma were also found in the chloritite, whose ages are analogous to those found in the metasiliciclastic rocks that envelop the Arroio Grande metaultramafic units, so that the chloritite probably represents a blackwall reaction zone between (i) a former serpentinite, (ii) the Três Figueiras granite, and also (iii) metasiliciclastic rocks. It is noteworthy that the ages found in the Arroio Grande metasiliciclastic rocks are similar to those of the Rocha Group and La Micaela Schists in Uruguay, and upper Oranjemund Group in Namibia, supporting previous hypotheses that correlate these regions.

Acknowledgements:

The authors thank the anonymous reviewers for their insightful comments and suggestions on the manuscript. Funding: This work was supported by the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS; proc. PqG 10/1509-0) and the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq; proc. PQ 305853/2010-4).

References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17, 1-29.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A., Lana, C.C., 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, 285, 299-314.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A., Lana, C.C., 2017. U-Pb-Hf isotopes and trace elements of metasomatic zircon delimit the evolution of neoproterozoic Capané ophiolite in the southern Brasiliano Orogen. *International Geology Review*, DOI:10.1080/00206814.2017.1355269.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3/4), 263-274.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neta, J.M., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and its Foreland Domain, the Rio de la Plata Craton, framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani, U., Milani, E.J., Campos, D.A. (Org.). SBG, Rio de Janeiro, Tectonic Evolution of South American Platform. 1, 311-334.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139, 195-221.
- Beloni, M.S., Porcher, C.C., Koester, E., Ramos, R.C., Lana, C., Wegner, A.C., 2016. Caracterização U/Pb de zircão detrítico e geoquímica isotópica (Sm/Nd) em rocha-total dos xistos e quartzitos de Arroio Grande – RS. In: XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Annals.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205(1-2):115-140.
- Blanco, G., Germs, G.J.B., Rajesh, H.M., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Justino, D., 2011. Provenance and paleogeography of the Nama Group (Ediacaran to early Palaeozoic, Namibia): Petrography, geochemistry and U-Pb detrital zircon geochronology. *Precambrian Research*, 187, 15-32.

- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3), 661-674.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2010. Cabalgaduras cámbricas en el terreno Cuchilla Dionisio (Uruguay). In: VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas, Abstracts.
- Bossi, J., Navarro, R., 1988. Serpentinitas cromíferas pre-orogénicas en el Ciclo Orogénico Moderno de Uruguay. In: VI Panel de Geología del Litoral y I Reunión de Geología del Uruguay, Salto, Abstracts, p. 91-95.
- Bossi, J., Navarro, R., 1991. Geología del Uruguay. Universidad de la República, Montevideo, 839p.
- Bossi, J., Schipilov, A., 2007. Rocas ígneas básicas del Uruguay. Montevideo, Facultad de Agronomía, 364 p.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3), 493-518.
- Bröcker, M., Löwena, K., Rodionov, N., 2014. Unraveling protolith ages of meta-gabbros from Samos and the Attic-Cycladic Crystalline Belt, Greece: Results of a U-Pb zircon and Sr-Nd whole rock study. *Lithos*, 198-199, 234-248.
- Bulle, F., Bröcker, M., Gärtner, C., Keasling, A., 2010. Geochemistry and geochronology of HP mélanges from Tinos and Andros, Cycladic Blueschist Belt, Greece. *Lithos*, 117, 61-81.
- Catlos, E.J., 2013. Generalizations about monazite: implications for geochronologic studies. *American Mineralogist*, 98 (5/6), 819-832.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, edição CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22:184-199.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.O.W., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.O.W. (Eds.). *Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53, 469-500.
- Faure, G., Mensing, T.M., 2005. *Isotopes: principles and applications*. Hoboken, Wiley, 897p.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.R., Camozzato, E., 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 351-374.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.R., Camozzato, E., 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte II – Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 375-384.
- Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Anais, 3, p. 1322-1343
- Fölling, P.G., Zartman, R.E., Frimmel, H.E., 2000. A novel approach to double-spike Pb-Pb dating of carbonate rocks: examples from Neoproterozoic sequences in southern Africa. *Chemical Geology*, 171, 97-122.

Fragoso-César, A.R.S., 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. PhD Thesis, São Paulo, Universidade de São Paulo, 367p.

Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani, Jr. E., Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Annals, 3, 1322-1343.

Frimmel, H.E., Frank, W., 1998. Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia/South Africa. *Precambrian Research*, 90, 1-28.

Frimmel, H.E., Fölling, P.G., 2004. Late Vendian closure of the Adamastor Ocean: timing of tectonic inversion and syn-orogenic sedimentation in the Gariep Basin. *Gondwana Research*, 7, 685-699.

Frimmel, H.E., Basei, M.A.S., Gaucher, C., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 323-354.

Frimmel, H.E., Basei, M.A.S., Correa, V.X., Mbangula, N., 2013. A new lithostratigraphic subdivision and geodynamic model for the Pan-African western Saldania Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 231, 218-235.

Gaucher, C., Frimmel, H.E., Germs, G.J.B., 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of Southern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, *Developments in Precambrian Geology*, 16, 295-316.

Gerhard, N.P., Koester, E., Porcher, C.C., Weinberg, R.F., Pimentel, M.M., Barbosa, L.D.O., 2015. Tonalite intrusion into marble: complex physical and chemical interaction. In: VIII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis, Book of Abstracts, p. 96.

Gill, R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Chichester, Wiley-Blackwell, 428p.

Gollmann, K., Marques, J.C., Frantz, J.C., Chemale Jr., F., 2008. Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. *Pesquisas em Geociências*, 35(2), 83-95.

Gómez-Rifas, C., 1995. A Zona de Cisalhamento Sinistral de Sierra Ballena no Uruguay. PhD thesis, Universidade de São Paulo, 243p.

Goscombe, B.D., Gray, D.R., Armstrong, R., Foster, D.A., Vogl, J. 2005. Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia. *Precambrian Research*, 140, 103e1-103e41.

Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publication, 294, 257-278.

Grey, I.E., Velde, D., Criddle, A.J., 1998. Haggertyite, a new magnetoplumbite-type titanate mineral from the Prairie Creek (Arkansas) lamproite. *American Mineralogist*, 83, 1323-1329.

Gruber, L., Porcher, C.C., Koester, E., Bertotti, A.L., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., Remus, M.V.D., 2016. Isotope geochemistry and geochronology of syn-depositional volcanism in Porongos Metamorphic Complex, Santana da Boa Vista Antiform, Dom Feliciano Belt, Brazil: onset of a 800 Ma continental arc. *Journal of Sedimentary Environments*, 1(2), 202-221.

Halverson, G.P., Théou-Hubert, L., 2014. Seawater Sr curve. In: Rink, W.J., Thompson, J. (Eds.). *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Springer, 1-10.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., 2003. Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 75(1), 109-128.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97-123.

Hartmann, L.A., Lopes, W.R., Savian, J.F., 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 88(1), 75-92.

Harvey, J., Savov, I.P., Agostini, S., Cliff, R.A., Walshaw, R., 2014. Si-metasomatism in serpentinized peridotite: the effects of talc-alteration on strontium and boron isotopes in abyssal serpentinites from Hole 1268a, ODP Leg 209. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126, 30-48.

Klein, F.G., 2017. Petrologia do Granito Três Figueiras, sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS. Master Degree Dissertation, Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 74p.

Klein, F.G., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Ramos, R.C., Philipp, R.P. Geologia do Granito Três Figueiras: magmatismo peraluminoso de 585 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano. *Pesquisas em Geociências*, submitted.

Koester, E., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Fernandes, L.A.D., Vignol-Lelarge, M.L., Oliveira, L.D., Ramos, R.C., 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: The Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 155-166.

Konopásek, J., Sláma, J., Košler, J., 2016. Linking the basement geology along the Africa-South America coasts in the South Atlantic. *Precambrian Research*, 280, 221-230.

Leite, J.D., 1997. A origem dos harzburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. PhD Thesis, Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 224p.

Leite, J.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40, 688-705.

Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Masquelin, H., Koester, E., Conceição, R.V., 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic (800-767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, 107(5), 785-806.

Loureiro, P.O., Koester, E., Weinberg, R., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Knijnik, D.B., 2015. Magmatic evolution of Pinheiro Machado Complex in Monte Bonito region, southern Brazil. In: VIII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Book of Abstracts, p. 125.

Ludwig, K.R., 2008. Isoplot 3.70, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Geochronology Center, Special Publication 4, 76p.

Machado, R., Philipp, R.P., Mello, F., 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática superposta na extremidade sul do Batólito Pelotas, RS. In: V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado, Boletim de Resumos Expandidos, p. 52-53.

Marques, J.C., Roisenberg, G.A., Jost, H., Frantz, J.C., Teixeira, R.S., 2003. Geologia e geoquímica das rochas metaultramáficas da anti-forme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1), 83-94.

Miller, R.M., Frimmel, H.E., 2009. Syn- to post-orogenic magmatism. Neoproterozoic to Early Palaeozoic evolution of Southwestern Africa. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, *Developments in Precambrian Geology*, 16, 219-226.

- Neis, L.P., 2017. Aplicação da razão $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ e geoquímica em mármore do Escudo Sul-rio-grandense. Master Degree Dissertation, Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 61p.
- Neis, L.P., Mizusaki, A.M., Koester, E., Aplicação da razão $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ e geoquímica em mármore do Escudo Sul-rio-grandense. Geociências-UNESP, submitted.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 201-220.
- Peel, E., 2012. Petrografia, Geoquímica e geocronologia do Complexo Paso del Dragón, NE do Uruguai, implicações tectônicas na evolução do Cinturão Dom Feliciano. Phd thesis, Universidade de São Paulo, 198p.
- Peel, E., Basei, M., Sánchez-Bettucci, L., 2009. La Tuna Complex: a possible neoproterozoic ophiolite. In: American Geophysical Union Joint Assembly, Toronto, Abstracts.
- Peel, E., Basei, M.A.S., Sánchez-Bettucci, L., 2013. Primeras edades del Complejo Paso del Dragón (NE del Uruguay) a través de la sistemática U-Pb LA-ICP-MS en circones. In: VII Congreso Uruguayo de Geología y I Simposio de Minería y Desarrollo del Cono Sur, Montevideo, *Annals*.
- Pertille, J., Hartmann, L.A., Philipp, R.P., 2015. Zircon U-Pb age constraints on the Paleoproterozoic sedimentary basement of the Ediacaran Porongos Group, Sul-Riograndense Shield, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 334-345.
- Philipp, R.P., Machado, R., 2002. Ocorrência e significado dos Septos do Embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29(1), 43-57.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr., F., 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 83-104.
- Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D. 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. Gramado, I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Abstracts, p. 110.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., 1979. Carta geo-estrutural del Uruguay, escala 1:2.000.000. Montevideo, Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, 62p.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., Sánchez-Bettucci, L., 1993. Geología de la porción sur del Cinturón Cuchilla Dionisio. In: I Simpósio Internacional sobre Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, La Paloma. DINAMIGE, Guía de excursión, p. 3-39.
- Preciozzi, F.; Masquelin, H.; Basei, M.A.S., 1999. The Namaqua/Grenville terrane of eastern Uruguay. Córdoba, II Simpósio Sul Americano de Geologia Isotópica, Resumos, p. 338-340.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P., Canet, C., 2012. Geology, ore facies, and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review*, 54(14), 1635-1648.
- Ramos, R.C.; Koester, E., 2014. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas em Geociências*, 41(1), 25-38.
- Ramos, R.C., Koester, E., 2015. Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1), 65-78.
- Ramos, R.C., Koester, E., Porcher, C.C., Barbosa, L.D., 2015. Caracterização petrográfica e química dos turmalinitos hidrotermais da região de Arroio Grande (RS) e sua relação com micaxistos do Complexo Ofiolítico Arroio Grande. In: IX Simpósio Sul-brasileiro de Geologia e II Workshop dos Recursos Minerais da Região Sul do Brasil, 2015, Florianópolis, Bulletin of Abstracts, p. 79.

- Ramos, R.C., Koester, E., Porcher, C.C., 2017a. Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 192-206.
- Ramos, R.C., Koester, E., Porcher, C.C., Barbosa, L.D., Vieira, D.T., Beloni, M.S., 2017b. Correlação geoquímica entre os metamafitos dos Mármore Matarazzo e do Ofiolito Arroio Grande (Complexo Arroio Grande, SE do Cinturão Dom Feliciano, Brasil). In: X Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Curitiba, Annals.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Harlow, 352p.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läufer, A., 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 355-378.
- Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., 2017. Large geographic and temporal extensions of the Río de la Plata Craton, South America, and its metacratonic eastern margin. *International Geology Review*, doi.org/10.1080/00206814.2017.1405747
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Onoe, A.T., de Souza, M.D., 2014. Microsonda Iônica de Alta Resolução e de Alta Sensibilidade (SHRIMP IIe/MC) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil: método analítico e primeiros resultados. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 14(3), 3-18.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Marsh, N.G., Wood, D.A., 1980. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. In: Panayiotou, A. (Ed.). *Ophiolites*. In: *Proceedings of the International Ophiolite Symposium*. Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department: Nicosia, Cyprus, p. 193-204.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2004. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 99, 1027-1035.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Review*, 41, 531-551.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136, 203-240.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publications, 42, 313-345.
- Tickyj, H., Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.Z., Philipp, R.P., Remus, M.V.D., 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 699-713.
- Velázquez, J., 2015. Análisis estadístico de datos geoquímicos de muestras de suelo y roca del área de Cerro La Tuna, Cerro Largo. Graduation monography, Montevideo, Universidad de la Republica, 124p.
- Vils, F., Tonarini, S., Kalt, A., Seitz, H.M., 2009. Boron, lithium and strontium isotopes as tracers of seawater-serpentine interaction at Mid-Atlantic ridge, ODP Leg 209. *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 414-425.
- Will, T.M., Frimmel, H.E., Gaucher, C., Bossi, J., 2014. Geochemical and isotopic composition of Pan-African metabasalts from southwestern Gondwana: Evidence of Cretaceous South Atlantic opening along a Neoproterozoic back-arc. *Lithos*, 202-203, 363-381.

CAPÍTULO 8

8 CONCLUSÕES GERAIS

Com a revisão bibliográfica apresentada no capítulo 2 foi possível verificar que o conceito de ofiolito e suas interpretações variaram ao longo dos últimos dois séculos e continuam variando até o presente momento. No entanto, salienta-se que desde a origem do conceito não houve mudanças de pensamento quanto à associação genética entre as unidades ultramáficas e máficas e ao consenso de que os ofiolitos representam fragmentos de assoalho oceânico (crosta oceânica e manto subjacente).

As ideias modernas propõem que os ofiolitos podem ser gerados em praticamente qualquer ambiente tectônico onde crosta oceânica é construída. Muitos modelos de reconstrução de paleocontinentes e também de evolução geotectônica que são conhecidos hoje podem ter sido construídos a partir da antiga concepção de que as associações ofiolíticas representariam fatias de crosta oceânica (e manto subjacente) formados em dorsais meso-oceânicas propriamente ditas. Logo, é provável que uma revisão de tais reconstruções paleotectônicas à luz dos novos pensamentos sobre ofiolitos possa modificar alguns modelos como são conhecidos hoje. O mesmo é válido para o que até o presente momento foi classificado como *greenstone belt*. Assim, é possível que uma revisão das associações do tipo *greenstone belt* revele que muitas possam ser consideradas associações ofiolíticas (o que de fato já está ocorrendo na literatura).

Nesses dois séculos, desde a criação do termo “ofiolito”, se mostra cada vez mais difícil uma classificação unificadora que englobe todos os complexos ofiolíticos encontrados até hoje. Quanto mais os estudos avançam nesse tema, mais se encontram diferenças, ao invés de semelhanças: cada ofiolito tem suas próprias características e particularidades. Dentre as diversas classificações até hoje propostas, as que são baseadas em ambientes geotectônicos de geração das unidades ígneas parecem ser as mais adequadas, pois são mais abrangentes.

As ideias do início da década de 1970 (as quais ainda persistem até hoje), onde as sequências ofiolíticas deveriam ser organizadas em camadas e ter enxames de diques laminados e lavas almofadadas no topo, se mostram ultrapassadas uma vez que, cada ofiolito é único. Ainda, os ofiolitos mais antigos que 200 Ma se encontram em sua maioria metamorfizados e desmembrados por processos tectônicos, processos esses que geralmente transformam os enxames de diques

laminados e as lavas almofadadas em rochas metamórficas anfibolíticas, obliterando qualquer resquício de uma organização prévia em camadas.

A identificação de ofiolitos (sejam eles completos ou fragmentados, metamorfizados, recentes ou pré-cambrianos) é, portanto, fundamental para o estudo da evolução dos cinturões orogênicos. Os ofiolitos permitem uma melhor modelagem dos processos tectônicos envolvidos em processos de acreção crustal, uma vez que preservam em sua composição química informações sobre os ambientes geotectônicos de geração dos paleo-oceanos dos quais eles, em algum momento da história geológica da Terra, fizeram parte.

Os exemplos de ofiolitos brasileiros apresentados ilustram a variedade litológica, geoquímica e tectônica dos complexos ofiolíticos pré-cambrianos. Todos apresentam unidades ígneas que sofreram processos de deformação e/ou metamorfismo. Isso demonstra que “sequências ofiolíticas ideais” são restritas a ambientes livres de perturbações tectônicas, em outras palavras, cenários raríssimos, uma vez que o fechamento de paleobacias oceânicas envolve, de maneira geral, algum episódio deformacional/metamórfico. Quanto à geoquímica, é possível perceber a dominância de assinaturas de SSZ, em concordância com as observações constantes no capítulo 2, que apontam esse padrão: muitos dos exemplos apresentados sugerem ambientes de antearco e retroarco como os preferenciais para a geração da paleocrosta oceânica.

Em relação à evolução petrológica e tectônica das unidades do Ofiolito Arroio Grande, as seguintes conclusões podem ser consideradas:

- Os protólitos dos metaultramafitos e metamafitos foram gerados em um ambiente de SSZ, possivelmente retroarco, sugerido pelas suas assinaturas geoquímicas de rocha total (elementos traço e REE) e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A fonte magmática possivelmente foi contaminada por material crustal devido à subducção pretérita;
- A química mineral das cromitas (elementos maiores e traço) dos metaultramafitos reforça a hipótese de geração em ambiente de SSZ e sugere que os protólitos representam a porção superior de um manto depletado, com altas taxas de fusão parcial e composição harzburgítica;
- A deposição dos sedimentos carbonáticos, protólitos dos mármore, ocorreu em torno de 800-700 Ma (razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos mármore). Após a

deposição, enxames de diques máficos, com assinatura geoquímica de retroarco, intrudiram a plataforma carbonática dessa bacia de retroarco;

- A serpentinização dos protólitos harzburgíticos dos metaultramafitos ocorreu em ambiente oceânico, sugerido pelas suas assinaturas geoquímicas (elementos traço e REE). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de um serpentina-talco xisto sugere que esse evento pode ter ocorrido em torno de 650 Ma;

- A idade mínima para a obducção do Ofiolito Arroio Grande (640 Ma) foi atribuída à idade de um quartzo sienito que intrude os mármore. Essa idade representa a interação entre a crosta continental (o quartzo sienito e as intrusões tonalítico-dioríticas as quais está associado, relacionados ao magmatismo de arco continental da Suíte Pinheiro Machado na região) e as unidades oceânicas do ofiolito (que já estavam metamorizadas em 640 Ma, uma vez que os sienitos interagiram com mármore e anfibolitos);

- Após a obducção, eventos hidrotermais/metassomáticos relacionados à ativação de zonas de cisalhamento regionais afetaram as unidades ofiolíticas. A intrusão sincinemática do Granito Três Figueiras, relacionado à Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão-Aroio Grande, interagiu com metaultramafitos e xistos metassiliciclásticos, gerando zonas de reações metassomáticas de talcificação, tremolitização e cloritização. Na zona de cloritização, o contato mais reativo entre essas unidades e os fluidos hidrotermais geraram uma zona de *blackwall*, onde clorititos apresentam zircões herdados tanto do granito como dos xistos metassedimentares;

- O Ofiolito Arroio Grande representa a extensão do Terreno Punta del Este em território brasileiro, estando possivelmente relacionado com a evolução da bacia de retroarco Marmora, que engloba as unidades metaígneas e metassedimentares oceânicas do Terreno Marmora (Namíbia) e Terreno Punta del Este (Complexo Paso del Dragón e Bacia Rocha, no Uruguai).

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito-Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17: 1-29.
- Angeli, N.; Navarro, G.R.B.; Zanardo, A.; Vlach, S.R.F. 2010. Caracterização química de cromitas nos maciços de Cromínia e Mairipotaba, Goiás, Brasil. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, 10(1): 87-99.
- Anônimos. 1972. Ophiolites. *Penrose Field Conference*, Geotimes, 17: 24-25.
- Anônimos. 1973. Ophiolites in the Earth's crust. *In*: Simpósio da Academia de Ciências da União Soviética, Moscou, *Resumos*, 124p.
- Arai, S. 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*, 113: 191-204.
- Arai, S.; Yurimoto, H. 1994. Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle–melt interaction products. *Economic Geology*, 89: 1279-1288.
- Arena, K.R.; Hartmann, L.A.; Lana, C.C. 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, 285: 299-314.
- Arena, K.R.; Hartmann, L.A.; Lana, C.C. 2017. U–Pb–Hf isotopes and trace elements of metasomatic zircon delimit the evolution of neoproterozoic Capané ophiolite in the southern Brasiliano Orogen. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2017.1355269.
- Argand, E. 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 14: 145-191.
- Arioli, E.E.; Salazar Jr., O. 2014. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná*. Curitiba, MINEROPAR – Serviço Geológico do Paraná, 193p.
- Arthaud, M.H.; Caby, R.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Parente, C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *In*: Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.J.; Brito-Neves, B.B.; De Wit, M.J. (Eds). West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. *Geological Society of London, Special Publications*, 294: 49-67.
- Aubouin, J. 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 1: 1-485.
- Aubouin, J. 1965. *Developments in Geotectonics, Volume 1, Geosynclines*. Amsterdã, Elsevier, 335p.

Azer, M.K. 2014. Petrological studies of Neoproterozoic serpentized ultramafics of the Nubian Shield: spinel compositions as evidence of the tectonic evolution of Egyptian ophiolites. *Acta Geologica Polonica*, 64(1): 113-127.

Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A.; Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3/4): 263-274.

Barnes, S.J.; Roeder, P.L. 2001. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42(12): 2279-2302.

Bartosiewicz, A. 1999. *Geologia, litogeoquímica e potencial metalogenético de rochas básicas e ultrabásicas no Grupo Brusque-SC*. Dissertação de Mestrado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 163p.

Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A.P.; Preciozzi, F.; Jacob J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139: 195-221.

Basei, M.A.S.; Nutman, A.; Siga Jr., O.; Passarelli, C.R.; Drukas, C.O. 2009. The evolution and tectonic setting of the Luis Alves Microplate of Southeastern Brazil: an exotic terrane during the assembly of Western Gondwana. *In*: Gaucher, C.; Sial, A.N.; Halverson, G.P.; Frimmel, H.E. (Eds). *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, *Developments in Precambrian Geology*, v. 16, p. 273-291.

Basei, M.A.S.; Peel, E.; Sánchez-Betucci, L.; Preciozzi, F.; Nutman, A. 2011. The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Río de La Plata craton. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 289-304.

Beloni, M.S.; Porcher, C.C.; Koester, E.; Ramos, R.C.; Lana, C.; Wegner, A.C. 2016. Caracterização U/Pb de zircão detrítico e geoquímica isotópica (Sm/Nd) em rocha-total dos xistos e quartzitos de Arroio Grande – RS. *In*: XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, *Anais*.

Beloni, M.S.; Porcher, C.C.; Koester, E.; Ramos, R.C.; Vieira, D.T.; Barbosa, L.D.; Wegner, A.C. 2017. Caracterização geocronológica dos Xistos e Quartzitos de Arroio Grande e comparação com unidades metassedimentares neoproterozoicas do sudeste do Cinturão Dom Feliciano (BR-UY) e dos Cinturões Damara e Gariep (Namíbia). *In*: X Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Curitiba, *Anais*, ST1014.

Benson, W.N. 1926. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. *Memoirs of the National Academy of Sciences*, 19(1), 90p.

Bernoulli, D.; Manatschal, G.; Desmurs, L.; Müntener, O. 2003. Where did Gustav Steinmann see the trinity? Back to the roots of an Alpine ophiolite concept. *In*: Dilek,

Y.; Newcomb, S. (Eds.). Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 93-110.

Bezzi, A.; Piccardo, G.B. 1971. Structural features of the Ligurian ophiolites: petrological evidence for the oceanic floor of the Northern Apennine geosyncline. A contribution to the problem of the alpine-type gabbro peridotites associations. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 10: 53-63.

Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 692p.

Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 186-189.

Bitencourt, M.F.; Bongioiolo, E.M.; Philipp, R.P.; Morales, L.F.G.; Rubert, R.R.; Melo, C.L.; Luft Jr., J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1): 109-136.

Blanco, G.; Rajesh, H.M.; Germs, G.J.B.; Zimmermann, U. 2009. Chemical composition and tectonic setting of chromian spinels from the ediacaran-early paleozoic Nama group, Namibia. *Journal of Geology*, 117(3): 325-341.

Blanco, G.; Germs, G.J.B.; Rajesh, H.M.; Chemale Jr., F.; Dussin, I.A.; Justino, D. 2011. Provenance and paleogeography of the Nama Group (Ediacaran to early Palaeozoic, Namibia): petrography, geochemistry and U-Pb detrital zircon geochronology. *Precambrian Research*, 187: 15-32.

Bossi, J. 1966. *Geología del Uruguay*. Montevideu, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 460p.

Bossi, J.; Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3): 661-674.

Bossi, J.; Gaucher, C. 2010. Cabalgaduras cámbricas en el terreno Cuchilla Dionisio (Uruguay). In: VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas, *Resumos*.

Bossi, J.; Luce, C. 1961. El Granito de Cuchilla Dionisio. In: Bossi, J.; Fernandez, A.; Elizalde, G. (Eds.). Predevoniano en el Uruguay. *Boletín de la Facultad de Agronomía*, 78: 29-33.

Bossi, J.; Navarro, R. 1988. Serpentinitas cromíferas pre-orogénicas en el Ciclo Orogrénico Moderno de Uruguay. In: 6º Panel de Geología del Litoral y 1ª Reunión de Geología del Uruguay, Salto, p. 91-95.

Bossi, J.; Navarro, R. 1991. *Geología del Uruguay*. Universidad de la República, Montevideu, 839p.

Bossi, J.; Campal, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. Universidad de Extremadura, *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*, p. 345-356.

Bossi, J.; Schipilov, A. 2007. *Rocas ígneas básicas del Uruguay*. Montevideu, Facultad de Agronomía, 364p.

Bossi J.; Cingolani, C.; Lambías, E.; Varela, R.; Campal, N. 1993. Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 282-288.

Bossi, J.; Ferrando, L.; Montaña, J.; Campal, N.; Morales, H.; Gancio, F.; Schipilov, A.; Piñeyro, D.; Sprachmann, P. 1998. *Carta geológica del Uruguay, Escala 1:500.000. Versión 1.0*. Geoeditores, Facultad de Agronomía, Montevideu.

Boudier, F., Nicolas, A. 1985. Harzburgite and Iherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters*, 76: 84-92.

Bowen, N.L. 1927. The origin of ultrabasic and related rocks. *American Journal of Science*, 14: 89-108.

Bowen, N.L.; Tuttle, O.F. 1949. The system MgO-FeO-SiO₂. *Geological Society of America Bulletin*, 60: 439-460.

Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdã, Elsevier, p. 63-114.

Brito-Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.

Bröcker, M.; Löwena, K.; Rodionov, N. 2014. Unraveling protolith ages of meta-gabbros from Samos and the Attic-Cycladic Crystalline Belt, Greece: results of a U-Pb zircon and Sr-Nd whole rock study. *Lithos*, 198-199: 234-248.

Brongniart, A. 1813. Essai de classification minéralogique des roches mélanges. *Journal des Mines*, 34: 190-199.

Brongniart, A. 1821. Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins. Paris, *Annales de Mines*, 6: 177-238.

Brongniart, A. 1827. *Classification et caractères mineralogiques des roches homogènes et hétérogènes*. Paris, Levrault, 144p.

Brunn, J.H. 1940. Sur les roches basiques du Pinde et de la Macédonie occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, Paris, 210: 109-111.

Brunn, J.H. 1956. Contribution a l'étude géologique du Pinde septentrionale et d'une partie de la Macédonie occidentale. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 7: 1-358.

Brunn, J.H. 1959. La dorsale médio-Atlantique et les épanchements ophiolitiques. *Compte Rendus Sommaires à la Société Géologique de France*, 8: 234-236.

Brunn, J.H. 1960. Mise en place et différenciation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 3: 115-132.

Bulle, F.; Bröcker, M.; Gärtner, C.; Keasling, A. 2010. Geochemistry and geochronology of HP mélanges from Tinos and Andros, Cycladic Blueschist Belt, Greece. *Lithos*, 117: 61-81.

Butt, C.R.M.; Cluzel, D. 2013. Nickel laterite ore deposits: weathered serpentinites. *Elements*, 9(2): 123-128.

Caby, R.; Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14: 871-874.

Campal, N.; Gancio, F. 1993. Asociación volcanitas-piroclásticas de los Cerros Aguirre (Departamento de Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasileño en el Uruguay. *In: I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, La Paloma, Actas II*, n. 44.

Catlos, E.J. 2013. Generalizations about monazite: implications for geochronologic studies. *American Mineralogist*, 98(5/6): 819-832.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, edição CIGO/UFRGS, p. 13-52.

Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10: 153-168.

Chemale Jr., F.; Mallmann, G.; Bitencourt, M.F.; Kawashita, K. 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22: 184-199.

Church, W.R.; Stevens, R.K. 1971. Early Paleozoic complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences. *Journal of Geophysical Research*, 76: 1460-1466.

Coleman, R.G. 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical Research*, 76: 1212-1222.

Coleman, R.G. 1977. *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?* Berlin, Springer-Verlag, 229p.

Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 291p.

Crawford, A.J.; Fallon, T.J.; Green, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. *In*: Crawford, A.J. (Ed.). *Boninites*. Unwin Hyman, Londres, p. 1-49.

Crook, K.A.W. 1969. Contrasts between Atlantic and Pacific geosynclines. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 429-438.

Cruz, R.F.; Iglesias, C.M.F.; Camozzato, E. 2016. Mapeamento geológico do sudeste do Rio Grande do Sul, descrição de novas unidades geológicas em novo domínio geotectônico no extremo sul do estado. *In*: XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, *Resumos*.

Dallmeyer, R.D.; Williams, H. 1975. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the Bay of Islands metamorphic aureole: their bearing on the timing of Ordovician ophiolite obduction. *Canadian Journal of Earth Science*, 12: 1685-1690.

Davies, H.L. 1968. Papuan ultramafic belt. *In*: XXIII International Geological Congress, Praga, v. 1, p. 209-220.

Davis, E.F. 1918. The radiolarian cherts of the Franciscan Group. *Bulletin of the Department of Geology*, University of California, 11: 235-432.

De Hoog, C.J.; Janák, M.; Vrabec, M.; Froitzheim, N. 2009. Serpentinised peridotites from an ultra high pressure terrane in the Pohorje Mts. (Eastern Alps, Slovenia): geochemical constraints on petrogenesis and tectonic setting. *Lithos*, 109(3/4): 209-222.

D'Orazio, M.; Boschi, C.; Brunelli, D. 2004. Talc-rich hydrothermal rocks from the St. Paul and Conrad fracture zones in the Atlantic Ocean. *European Journal of Mineralogy*, 16: 73-83.

De Roever, W.P. 1957. Sind die alpintypen Peridotmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Buruchstücke der Peritotschale? *Geologische Rundschau*, 46: 137-146.

Denison, R.E.; Koepnick, R.B.; Fletcher, A.; Howell, M.W.; Callaway, W.S. 1994. Criteria for the retention of original seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in ancient shelf limestones. *Chemical Geology*, 112: 131-143.

Dewey, H.; Flett, J.S. 1911. On some British pillow-lavas and the rocks associated with them. *Geological Magazine, Decade 5*, 8: 202-209.

Dewey, J. 2003. Ophiolites and lost oceans: rifts, ridges, arcs, and/or scrapings? *In*: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 153-158.

Dewey, J.; Bird, J.M. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76: 3179-3206.

Dias, V.M.F.C.; Hartmann, L.A. 2016. O ambiente de formação do Ofiolito Ibaré e acreção ao Orógeno Brasileiro baseado em dados isotópicos U-Pb-Hf de zircão. In: XXVIII Salão de Iniciação Científica da UFRGS, Porto Alegre, *Resumos*, 48401.

Dietz, R.S. 1963. Alpine serpentines as oceanic rind fragments. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 947-952.

Dilek, Y. 2003. Ophiolite concept and its evolution. In: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 1-16.

Dilek, Y.; Furnes, H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 124(3/4): 387-411.

Dilek, Y.; Furnes, H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2): 93-100.

Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). 2003. Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, v. 373.

Dilek, Y.; Robinson, P.T. (Eds.). 2003. Ophiolites in Earth history. *Geological Society of London, Special Publications*, v. 218.

Dilek, Y.; Moores, E.M.; Elthon, D.; Nicolas, A. 2000. Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, v. 349.

Dilek Y.; Furnes, H.; Shallo, M. 2007. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11: 453-475.

Dubertret, L. 1939. Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, Paris, 209: 763-764.

Dubertret, L. 1955. Geologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Paris, *Museum Nationale de Histoire Naturelle, Notes et Mémoires de Moyen-Orient*, v. 6, 179p.

Elizalde, G.; Eugui, W.; Verdesio, J.; Stapff, M.; Tellechea, J. 1970. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000, Segmento Aceguá 3, Sector XXX*, Universidad de la República, 126p.

Evans, B.W.; Frost, B.R. 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(6): 959-972.

Faure, G.; Mensing, T.M. 2005. *Isotopes: principles and applications*. Hoboken, Wiley, 897p.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldensia*, 30: 117-138.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 77-96.

Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.R.; Camozzato, E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.R.; Camozzato, E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte II – Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.

Fetter, A.H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. Tese de Doutorado, Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, 164p.

Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R.; Santos, T.J.S.; Nogueira Neto, J.A.; Arthaud, M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinente "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 102-106.

Figueiredo, M.C.H.; Fragoso-César, A.R.S.; Kronberg, B.L. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, *Anais*, v.4, p. 1623-1738.

Floyd, P.A.; Winchester, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27: 211-218.

Floyd, P.A.; Shail, R.; Leveridge, B.E.; Franke, W. 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In: Morton, A.C.; Todd, S.P.; Haughton, P.D.W. (Eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, vol. 57. *Geological Society of London, Special Publication*, p. 173-188.

Floyd, P.A.; Göncüoğlu, M.C.; Winchester, J.A.; Yaliniz, M.K. 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In: Bozkurt, E.; Winchester, J.A.; Piper, J.D.A. (Eds.). *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society of London, Special Publications*, 173: 183-202.

Flower, M.F.J. 2003. Ophiolites, historical contingency, and the Wilson cycle. *In*: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 111-135.

Fölling, P.G.; Frimmel, H.E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate-successions in the Gariep and Saldania belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, 14: 69-88.

Fragoso-César, A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 367p.

Fragoso-César, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E.; Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In*: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, *Anais*, v. 3, p. 1322-1343.

Franchi, S. 1902. Contribuzione allo studio delle roccie a glaucophane e del metamorfismo onde ebbero origine nelle regione liguro-alpine occidentale. *Bolletino della Reale Comitato Geologico d'Italia*, 33: 255-318.

Frantz, J.C.; Nardi, L.V.S. 1992. Litogeoquímica e evolução dos granitóides cálcio-alcalinos da região leste do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas*, 19: 13-25.

Franz, L.; Wirth, R. 2000. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(3): 283-295.

Frimmel, H.E. 2009. Configuration of Pan-African orogenic belts in Southwestern Africa. *In*: Gaucher, C.; Sial, A.N.; Halverson, G.P.; Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, *Developments in Precambrian Geology*, 16: 145-215.

Frimmel, H.E. 2011. The Chameis Gate Member, Chameis Group, Marmora Terrane, Namibia. *In*: Arnaud, E.; Halverson, G.P.; Shields-Zhou, G. (Eds.). *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society of London, *Memoirs*, 36: 217-221.

Frimmel, H.E.; Frank, W. 1998. Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa. *Precambrian Research*, 90: 1-28.

Frimmel, H.E.; Fölling, P.G. 2004. Late Vendian closure of the Adamastor ocean: timing of tectonic inversion and syn-orogenic sedimentation in the Gariep basin. *Gondwana Research*, 7(3): 685-699.

Frimmel, H.E.; Hartnady, C.J.H. 1992. Blue amphiboles and their significance for the metamorphic history of the Pan-African Gariep belt, Namibia. *Journal of Metamorphic Geology*, 10: 651-669.

Frimmel, H.E.; Hartnady, C.J.H.; Koller, F. 1996. Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia. *Chemical Geology*, 130: 101-121.

Frimmel, H.E.; Basei, M.A.S.; Gaucher, C. 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 323-354.

Frimmel, H.E.; Basei, M.A.S.; Correa, V.X.; Mbangula, N. 2013. A new lithostratigraphic subdivision and geodynamic model for the Pan-African western Saldania Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 231: 218-235.

Frost, B.R.; Frost, C.D. 2013. *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Nova Iorque, Cambridge University Press, 314p.

Furnes, H.; De Wit M.; Dilek, Y. 2014. Precambrian greenstone belts host different ophiolite types. In: Dilek, Y.; Furnes, H. (Eds.). *Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences*, 7: 1-22.

Furnes, H.; Dilek, Y.; De Wit, M. 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, 27: 649-685.

Gale, A.; Dalton, C.A.; Langmuir, C.H.; Su, Y.; Schilling, J.G. 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3): 489- 518.

Garuti, G.; Proenza, J.A.; Zaccarini, F. 2007. Distribution and mineralogy of platinum group elements in altered chromitites of the Campo Formoso layered intrusion (Bahia State, Brazil): control by magmatic and hydrothermal processes. *Mineralogy and Petrology*, 89: 159-188.

Gass, I.G. 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature*, 220: 39-42.

Gass, I.C.; Masson-Smith, D. 1963. The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 225: 417-467.

Gaucher, C.; Frimmel, H.E.; Germs, G.J.B. 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of Southern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C.; Sial, A.N.; Halverson, G.P.; Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, *Developments in Precambrian Geology*, 16: 295-316.

Gaucher, C.; Bossi, J.; Frimmel, H.E. 2010. Arachania, un arco magmático neoproterozoico y sus fragmentos en Sudamérica y Africa. In: VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas, *Boletim de Resumos Expandidos*, CD-ROM.

Gerhard, N.P. 2015. *Aspectos de campo e petrográficos das intrusões máficas e félsicas nos Mármore Matarazzo, sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS*. Monografia de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 63p.

Gerhard, N.P.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Weinberg, R.F.; Pimentel, M.M.; Barbosa, L.D.O. 2015. Tonalite intrusion into marble: complex physical and chemical interaction. *In: VIII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis, Book of Abstracts*, p. 96.

Glangeaud, L. 1954. Réflexions sur les travaux de la XVe Section, pâleovolcanologie et tectonique, au Congrès International d'Alger. *In: La pâleovolcanologie et ses rapports avec la tectonique, XIX Congrès Géologique International, Alger, seção 15, fascículo 17*, p. 235-239.

Godard, M.; Bosch, D.; Einaudi, F. 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, v. 234, p. 58-78.

Gollmann, K.; Marques, J.C.; Frantz, J.C.; Chemale Jr., F. 2008. Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. *Pesquisas em Geociências*, 35(2): 83-95.

Goodenough, K.M.; Thomas, R.J.; Styles, M.T.; Schofield, D.I.; MacLeod, C.J. 2014. Records of ocean growth and destruction in the Oman–UAE Ophiolite. *Elements*, 10(2): 109-114.

Gómez-Rifas, C. 1995. *A Zona de Cisalhamento Sinistral de Sierra Ballena no Uruguai*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 243p.

Goscombe, B.D.; Gray, D.R.; Armstrong, R.; Foster, D.A.; Vogl, J. 2005. Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia. *Precambrian Research*, 140: 103e1-103e41.

Gray, D.R.; Foster, D.A.; Meert, J.G.; Goscombe, B.D.; Armstrong, R.; Trouw, R.A.J.; Passchier, C.W. 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *In: Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.J.; Brito-Neves, B.B.; De Wit, M.J. (Eds.). West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region. Geological Society of London, Special Publication*, 294: 257-278.

Green, D. 1971. Evolution in meaning of certain geological terms. *Geological Magazine*, 108(2): 177-178.

Gruber, L.; Porcher, C.C.; Lenz, C.; Fernandes, L.A.D. 2011. Proveniência dos metassedimentos das seqüências Arroio Areião, Cerro Cambará e Quartzito Milonitos no Complexo Metamórfico Porongos, Santana da Boa Vista, RS. *Pesquisas em Geociências*, 38(3): 205-223.

Gruber, L.; Porcher, C.C.; Koester, E.; Bertotti, A.L.; Lenz, C.; Fernandes, L.A.D.; Remus, M.V.D. 2016. Isotope geochemistry and geochronology of syn-depositional

volcanism in Porongos Metamorphic Complex, Santana da Boa Vista Antiform, Dom Feliciano Belt, Brazil: onset of an 800 Ma continental arc. *Journal of Sedimentary Environments*, 1(2): 202-221.

Guillot, S.; Hattori, K. 2013. Serpentinites: essential roles in geodynamics, arc volcanism, sustainable development, and the origin of life. *Elements*, 9(2): 95-98.

Halverson, G.P., Théou-Hubert, L. 2014. Seawater Sr curve. In: Rink, W.J.; Thompson, J. (Eds.). Springer, *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, p. 1-10.

Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F. 2003. Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75(1): 109-128.

Hartmann, L.A.; Orestes-Santos, S.; Bossi, J.; Campal, N.; Schipilov, A.; McNaughton, N. J. 2002. Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Río de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 229-236.

Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (Eds.). *50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97-123.

Hartmann, L.A.; Lopes, W.R.; Savian, J.F. 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogamaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 88(1): 75-92.

Harvey, J.; Savov, I.P.; Agostini, S.; Cliff, R.A.; Walshaw, R. 2014. Si-metasomatism in serpentinized peridotite: the effects of talc-alteration on strontium and boron isotopes in abyssal serpentinites from Hole 1268a, ODP Leg 209. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126: 30-48.

Hasui, Y. 2010. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, 29(2): 141-169.

Hawkins, J.W. 2003. Geology of supra-subduction zones: implications for the origin of ophiolites. In: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 227-268.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos-Neto, M.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, A.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Eds.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 203-234.

Hess, H.H. 1933. The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos, talc, and soapstone deposits. *Economic Geology*, 28: 634-657.

Hess, H.H. 1938. A primary peridotite magma. *American Journal of Science*, 35: 321-344.

Hess, H.H. 1948. Major structural features of the western North Pacific: an interpretation of H.O., 5485, bathymetric chart, Korea to New Guinea. *Geological Society of America Bulletin*, 59: 417-466.

Hess, H.H. 1955. Serpentine, orogeny and epeirogeny. In: Poldevaart, A. (Ed.). Crust of the Earth (A Symposium). Nova Iorque, *Geological Society of America, Special Paper*, 62: 391-408.

Hess, H.H. 1962. History of ocean basins. In: Eengel, A.E.J.; James, H.L.; Leonard, B.F. (Eds.). *Petrologic studies: a volume in honor of A.F. Buddington*. Nova Iorque, Geological Society of America, p. 599-620.

Hess, H.H. 1965. Mid-ocean ridges and tectonics of the sea floor. In: Whittard, W.F.; Bradshaw, R. (Eds.). Submarine geology and geophysics. *Proceedings of the 17th Symposium of the Colston Research Society*, Londres, p. 317-334.

Hess, H.H.; Maxwell, J.C. 1949. Major structural features of the south-west Pacific: a preliminary interpretation of H.O. 5484, bathymetric chart, New Guinea to New Zealand. *Proceedings of the Pacific Science Congress*, 2: 14-17.

Irvine, T.N.; Findlay, T.C. 1972. Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex. In: Irving, E. (Ed.). The oceanic crust and identification of ancient oceanic crust on the continents. Ottawa, *Canadian Department of Energy, Mines and Resources, Special Publication*, 42: 77-128.

Ishiwatari, A. 1985. Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 76: 93-108.

Ishizuka, O.; Tani, K.; Reagan, M.K. 2014. Izu-Bonin-Mariana forearc crust as a modern ophiolite analogue. *Elements*, 10(2): 115-120.

Jacobsen, S.B.; Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 37-57.

Johan, Z.; Ohnenstetter, D. 2010. Zincochromite from the Guaniamo River diamondiferous placers, Venezuela: evidence of its metasomatic origin. *Canadian Mineralogist*, 48(2): 361-374.

Juteau, T. 1970. Pétrogénèse des ophiolites des nappes d'Antalaya (Taurus lycien oriental, Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur. Nancy, *Science de la Terre*, 15(3): 265-288.

Juteau, T. 2003. Identification of a mantle unit in ophiolites: a major step in the evolution of the ophiolite concept. In: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 31-53.

Juteau, T.; Lapierre, H.; Nicolas, A.; Parrot, J.F.; Rricou, L.E.; Rocci, G.; Rollet, M. 1973. Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 478-493.

Kamenetsky, V.S.; Crawford, A.J.; Meffre, S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42(4): 655-671.

Kaufman, A.J.; Knoll, A.H.; Awramik, S.M. 1992. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Tindir Group, northwestern Canada, as a test case. *Geology*, 20: 181-185.

Klein, F.G.; Koester, E.; Vieira, D.T.; Porcher, C.C.; Ramos, R.C.; Philipp, R.P. Geologia do Granito Três Figueiras: magmatismo peraluminoso de 585 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano. *Pesquisas em Geociências*, submetido.

Koester, E.; Porcher, C.C.; Pimentel, M.M.; Fernandes, L.A.D.; Vignol-Lelarge, M.L.; Oliveira, L.D.; Ramos, R.C. 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: The Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 155-166.

Konopásek, J.; Sláma, J.; Košler, J. 2016. Linking the basement geology along the Africa-South America coasts in the South Atlantic. *Precambrian Research*, 280: 221-230.

Koppe, J.C. 1990. *Metalogênese do ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 289p.

Kusky, T.M. (Ed.). 2004. Precambrian ophiolites and related rocks. Elsevier, *Developments in Precambrian Geology*, v. 13, 748p.

Kusky, T.M.; Wang, L.; Dilek, Y.; Robinson, P.; Peng, S.; Huang, X. 2011. Application of the modern ophiolite concept with special reference to Precambrian ophiolites. *Science China, Earth Sciences*, 54(3): 315-341.

Lanphere, M.A.; Coleman, R.G.; Karamata, S.; Pamic, J. 1975. Age of amphibolites associated with alpine peridotites in the Dinaride ophiolite zone, Yugoslavia. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 271-276.

Leitch, E.C. 1984. Island arc elements and arc-related ophiolites. *Tectonophysics*, 106: 177-203.

Leite, J.D. 1997. *A origem dos harzburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 224p.

Leite, J.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Chernoff, F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40: 688-705.

Lemoine, M. 1955. Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés de Queyras (Hautes-Alpes). *Société Géologique de France, Compte Rendu*, v. 94.

Lenz, C.; Fernandes, L.A.D.; McNaughton, N.J.; Porcher, C.C.; Masquelin, H. 2011. U-Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: evidences of a ~800 Ma magmatic and ~650 Ma metamorphic event. *Precambrian Research*, 185: 149-163.

Lenz, C.; Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D.; Masquelin, H.; Koester, E.; Conceição, R.V. 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic (800–767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, 107(5): 785-806.

Lewis, J.V. 1914. Origin of pillow lava. *Geological Society of America Bulletin*, 25: 591.

Lodochkov, W.N. 1933. Serpentine and serpentinites and the petrological problems connected with them. *Problems of Soviet Geology*, 2: 119-144.

Lotti, B. 1886. Paragone fra le rocce ofiolitiche terziarie italiane e le rocce basiche pure terziarie della Scozia e dell'Irlanda. *Bollettino del Reale Comitato Geologico d'Italia*, 17(3/4): 73-86.

Lotti, B. 1910. Geologia della Toscana. *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia*. Roma, Ufficio Geologico, 13: 215-276.

Machado, R.; Philipp, R.P.; Mello, F. 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática superposta na extremidade sul do Batólito Pelotas, RS. In: V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 52-53.

Marini, J.C.; Chauvel, C.; Maury, R.C. 2005. Hf isotope compositions of northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149: 216-232.

Marques, J.C.; Jost, H.; Roisenberg, A.; Frantz, J.C. 1998. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da suíte metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 467-472.

Marques, J.C.; Roisenberg, A.; Jost, H.; Frantz, J.C.; Teixeira, R.S. 2003. Geologia e geoquímica das rochas metaultramáficas da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1): 83-94.

Masquelin, H. 1989. Analisis estructural de las zonas de cizalla em las migmatitas de Punta del Este, Uruguay. *In: IV Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Boletim de Resumos Expandidos*, p. 35-37.

Masquelin, H. 2004. El Complejo Cerro Olivo, Sureste de Uruguay: una revisión estratigráfica y tectónica. *In: IV Congreso Uruguayo Geología, Montevideo, Actas*.

Masquelin, H.; Silva, M.; Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D. 2001. Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sureste del Uruguay. *In: XI Congreso Latinoamericano de Geologia, Montevideo, Resumos*.

Masquelin, H.; Fernandes, L.A.D.; Lenz, C.; Porcher, C.C.; McNaughton, N.J. 2012. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54: 1161-1183.

McCourt, S.; Armstrong, R.A.; Grantham, G.H.; Thomas, R.J. 2006. Geology and evolution of the Natal belt, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 46: 71-92.

McDonough, W.F.; Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-254.

Mesorian, H.; Juteau, T.; Lapierre, H.; Nicolas, A.; Parrot, J.F.; Ricou, L.E.; Rocci, G.; Rolet, M. 1973. Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogènes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15: 478-493.

Mesquita, M.J.M.; Fernandes, L.A.D. 1990. Petrografia dos granitoides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (região de Quitéria-Capivarita). *Acta Geologica Leopoldensia*, 30: 55-74.

Metcalf, R.V.; Shervais, J.W. 2008. Suprasubduction-zone ophiolites: is there really an ophiolite conundrum? *In: Wright, J.E.; Shervais, J.W. (Eds.). Ophiolites, arcs, and batholiths: a tribute to Cliff Hopson. Geological Society of America, Special Paper*, 438: 191-222.

Miller, R.M.; Frimmel, H.E.; Will, T.M. 2009. Geodynamic synthesis of the Damara Orogen sensu lato. *In: Gaucher, C.; Sial, A.N.; Halverson, G.P.; Frimmel, H.E. (Eds.). Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Elsevier, Developments in Precambrian Geology*, 16: 145-215.

Miyashiro, A. 1973. The Troodos complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 218-224.

Miyashiro, A. 1975. Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83: 249-281.

Moore, E.M. 1970. Ultramafics and orogeny, with models for the U.S. Cordillera and the Tethys. *Nature*, 228: 837-842.

Moore, E.M. 1982. Origin and emplacement of ophiolites. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20: 735-760.

Moore, E.M. 2003. A personal history of the ophiolite concept. In: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). Ophiolite concept and the evolution of geological thought. *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 17-29.

Moore, E.M.; Vine, F.J. 1971. The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 268A: 443-466.

Neis, L.P. 2017. *Aplicação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e geoquímica em mármore do Escudo Sul-riograndense*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 80p.

Neis, L.P.; Mizusaki, A.M.P.; Koester, E. Aplicação de razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e geoquímica em mármore do Escudo Sul-rio-grandense. *Geociências-UNESP*, submetido.

Nicolas, A. 1989. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. *Petrology and Structural Geology*, v. 4. Amsterdã, Kluwer Academic Publishers, 367p.

Nicolas, A.; Boudier, F. 2003. Where ophiolites come from and what they tell us. In: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 137-152.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Frei, R. 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan African, Uruguay). *Lithos*, 98: 141-159.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Layer, P. 2010. The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 1227-1246

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K. 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201-220.

Paixão, M.A.P. 2009. *Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 118p.

Paixão, M.A.P.; Nilson, A.A.; Dantas, E.L. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. *Geological Society of London, Special Publication*, 294: 297-318.

- Panayiotou, A. (Ed.). 1980. International Ophiolite Symposium, Nicosia, *Proceedings*, 781p.
- Pantaneli, D. 1880. I diaspri della Toscana e i loro fossili. *Atti della Reale Accademia dei Lincei, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Scienze Naturali*, 8: 35-66.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.). *Andesites*, Chichester, Wiley, p. 525-548.
- Pearce, J.A. 2003. Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues. In: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 269-294.
- Pearce, J.A. 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements*, 10(2): 101-108.
- Pearce, J.A.; Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251-285.
- Pearce, J.A.; Lippard, S.J.; Robert, S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P.; Howells, M.F. (Eds.). *Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*. *Geological Society of London, Special Publications*, 16: 77-94.
- Peel, E. 2012. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do Complexo Paso del Dragón, nordeste do Uruguai: implicações na evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198p.
- Peel, E.; Basei, M.; Sánchez-Bettucci, L. 2009. La Tuna Complex: a possible neoproterozoic ophiolite. In: American Geophysical Union Joint Assembly, Toronto, *Resumos*.
- Peel, E.; Basei, M.A.S.; Sánchez-Bettucci, L. 2013. Primeras edades del Complejo Paso del Dragón (NE del Uruguay) a través de la sistemática U-PB LA-ICP-MS en circones. In: VII Congreso Uruguayo de Geología y I Simposio de Minería y Desarrollo del Cono Sur, Montevideo, *Resumos*.
- Pertille, J.; Hartmann, L.A.; Philipp, R.P. 2015. Zircon U-Pb age constraints on the Paleoproterozoic sedimentary basement of the Ediacaran Porongos Group, Sul-Riograndense Shield, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 334-345.
- Pertille, J.; Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R. 2017. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brazilian Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. *International Geology Review*, 59(12): 1532-1560.

Philipp, R.P. 1990. *Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito: Pelotas-RS*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 222p.

Philipp, R.P. 1998. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 255p.

Philipp R.P.; Machado, R. 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas*, 29(1): 43-57.

Philipp, R.P.; Campos, R.S. 2004. Geologia, petrografia e litogeoquímica dos Gnaisses Porto Alegre, RS, Brasil: implicações geotectônicas. *Pesquisas em Geociências*, 31(2): 79-94.

Philipp, R.P.; Machado, R.; Chemale Jr., F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, 3: 71-84.

Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Chemale Jr. F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 83-104.

Porada, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44: 103-136.

Porcher, C.C.; McNaughton, N.J.; Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; Fernandes, L.A.D. 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, *Boletim de Resumos*, p. 110.

Portella, Y.M.; Zaccarini, F.; Luvizotto, G.L.; Garuti, G.; Bakker, R.J.; Angeli, N.; Thalhammer, O. 2016. The Cedrolina Chromitite, Goiás State, Brazil: a metamorphic puzzle. *Minerals*, 6(3), 91.

Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. 1979. *Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:2.000.000*. Montevideu, Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, 62p.

Preciozzi, F.; Masquelin, H.; Sánchez-Betucci, L. 1993. Geología de la porción sur del Cinturón Cuchilla Dionisio. La Paloma, I Simpósio Internacional sobre Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, DINAMIGE, *Guía de excursión*, p. 3-39.

Preciozzi, F.; Masquelin, H.; Basei, M.A.S. 1999. The Namaqua/Grenville terrane of eastern Uruguay. In: II Simpósio Sul Americano de Geologia Isotópica, Córdoba, *Resumos*, p. 338-340.

Queiroga, G.N.; Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Alkmim, F.F.; Pimentel, M.M.; Dantas, E.; Martins, M.; Castañeda, C.; Suita, M.T.F.; Prichard, H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha Ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb Zircon (LA-ICPMS) dating of plagiogranite. *Geonomos*, 15(1): 61-65.

Rajabi, A.; Rastad, E.; Alfonso, P.; Canet, C. 2012. Geology, ore facies, and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review*, 54(14): 1635-1648.

Ramos, R.C. 2011. *Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, RS*. Monografia de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 94p.

Ramos, R.C. 2014. *Complexo Ofiolítico Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-riograndense: caracterização e discussão das unidades ortoderivadas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 43p.

Ramos, R.C.; Koester, E. 2013. O Complexo Ofiolítico Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: VIII Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Porto Alegre, *Resumos*.

Ramos, R.C.; Koester, E. 2014. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas em Geociências*, 41(1): 25-38.

Ramos, R.C.; Koester, E. 2015. Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1): 65-78.

Ramos, R.C.; Koester, E.; Masquelin, H. 2013. Significado tectônico do Complexo Arroio Grande (Brasil) – La Tuna (Uruguai) e seus possíveis equivalentes neoproterozoicos namibianos. In: VII Congreso Uruguayo de Geología y I Simposio de Minería y Desarrollo del Cono Sur, Montevideo, *Resumos*, p. 138-143.

Ramos, R.C.; Toniolo, J.A.; Pinto, G.R.; Koester, E. 2014. Zona de cisalhamento (sutura) de Arroio Grande e o novo Domínio Geofísico Sudeste (Escudo Sul-Rio-Grandense): discussões baseadas em dados geofísicos e de campo. In: VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, Porto Alegre, *Boletim de Resumos Expandidos*.

Ramos, R.C.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Barbosa, L.D. 2015. Caracterização petrográfica e química dos turmalinitos hidrotermais da região de Arroio Grande (RS) e sua relação com micaxistos do Complexo Ofiolítico Arroio Grande. In: IX Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Florianópolis, *Boletim de Resumos*, p. 79.

Ramos, R.C.; Koester, E.; Masquelin, H.; Porcher, C.C.; Barbosa, L.D.; Beloni, M.S. 2016. Geoquímica em metamafitos de retroarco dos complexos Arroio Grande (Brasil) e La Tuna (Uruguai), Domínio Oriental do Escudo Uruguaio-sul-riograndense. In: XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, *Resumos*.

Ramos, R.C.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Barbosa, L.D.; Vieira, D.T.; Beloni, M.S. 2017a. Correlação geoquímica entre os metamafitos dos Mármore Matarazzo e do Ofiolito Arroio Grande (Complexo Arroio Grande, SE do Cinturão Dom Feliciano, Brasil). *In: X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, Anais*, ST1011.

Ramos, R.C.; Koester, E.; Porcher, C.C. 2017b. Química mineral das cromitas ofiolíticas do Complexo Arroio Grande (Brasil): correlação com o subgrupo Fish River (bacia de Nama, Namíbia). *In: X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, Anais*, ST850.

Ramos, R.C.; Koester, E.; Porcher, C.C. 2017c. Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, 80: 192-206.

Ramos, R.C.; Koester, E.; Vieira, D.T.; Porcher, C.C.; Gezatt, J.N.; Silveira, R.L. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Precambrian Research*, submetido.

Reinhardt, B.M. 1969. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman mountains geosyncline. *Schweizerige Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 49: 1-30.

Remus, M.V.D. 1998. *Metalogênese do cobre e evolução crustal da região de Caçapava do Sul, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Hartmann, L.A.; Koppe, J.C.; Fletcher, I.R.; Groves, D.I.; Pinto, V.M. 1999. Gold in the Proterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 349-366.

Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Londres, Longman, 352p.

Ross, C.S.; Foester, M.D.; Myers, A.T. 1954. Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. *American Mineralogist*, 39: 693-737.

Routhier, P. 1946. Volcano-plutons sous marins du cortège ophiolitique. Paris, *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 22: 192-194.

Routhier, P. 1954. Volcanicité et embryotectonique paléogènes em Nouvelle-Calédonie. *In: La paléovolcanologie et sus rapports avec la tectonique*, XIX Congrès Géologique International, Alger, *seção 15, fascículo 17*, p. 43-52.

Saalmann, K.; Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, 143(1): 59-88.

Saalmann, K.; Gerdes, A.; Lahaye, Y.; Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D.; Läufer, A. 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 355-378.

Sander, A. 1992. *Petrografia e litoquímica de uma parcela da sequência vulcano-sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, SC*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 150p.

Santos, J.O.S.; Chernicoff, C.J.; Zappettini, E.O.; McNaughton, N.J.; Hartmann, L.A. 2017. Large geographic and temporal extensions of the Río de la Plata Craton, South America, and its metacratonic eastern margin. *International Geology Review*, doi.org/10.1080/00206814.2017.1405747.

Sato, K.; Siga Jr., O.; Nutman, A.P.; Basei, M.A.S.; McReath, I.; Kaulfuss, G. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Phases. *Gondwana Research*, 6(2): 251-263.

Saunders, A.D.; Tarney, J.; Marsh, N.G.; Wood, D.A. 1980. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. In: Panayiotou, A. (Ed.). *Ophiolites. Proceedings of the International Ophiolite Symposium*. Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department: Nicosia, Cyprus, p. 193-204.

Schandl, E.S.; Gorton, M.P. 2004. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 99: 1027-1035.

Shervais, J.W. 2001. Birth, death and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2: 2000GC000080.

Siga Jr. O.; Basei, M.A.S.; Machiavelli, A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 215-223.

Silva, L.C. 1991. O Cinturão metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 60-73.

Silva, L.C. 1999. *Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 243p.

Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. 2005a. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.

Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2005b. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos*, 82: 503-525.

Soares, M.S. 2001. *Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectométricos no estudo do controle das mineralizações auríferas na região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS*. Dissertação de Mestrado, Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 187p.

Spandler, C.; Hermann, J.; Faure, K.; Mavrogenes, J.A.; Arculus, R.J. 2008. The importance of talc and chlorite “hybrid” rocks for volatile recycling through subduction zones: evidence for the high-pressure subduction mélange of New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155: 181-198.

Stanistreet, I.G.; Kukla, P.A.; Henry, G. 1991. Sedimentary basinal responses to a late precambrian Wilson cycle: the Damara orogen and Nama foreland, Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, 13: 141-156.

Staub, R. 1924. Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 1: 78-149.

Staub, R. 1928. *Der Bewegungsmechanisms der Erde*. Berlim, Borntraeger, 270p.

Staudigel, H.; Furnes, H.; Smits, M. 2014. Deep biosphere record of in situ oceanic lithosphere and ophiolites. *Elements*, 10(2): 121-126.

Steinmann, G. 1905. Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Die schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen massengesteine. *Bericht – Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg*, 1(16): 44-67.

Steinmann, G. 1927. Der ophiolitischen Zonen in der mediterranen Kettengebirgen. Madri, XIV *International Geological Congress*, v.2, p. 638-667.

Strieder, A.J.; Nilson, A.A. 1992. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): I – os protólitos dos corpos de serpentinito. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3): 338-352.

Suess, E. 1909. *The face of the Earth, v. 2, part 3, the sea*. Oxford, Clarendon, 556p.

Suita, M.T.F.; Strieder, A.J. 1996. Cr-spinels from Brazilian mafic-ultramafic complexes: metamorphic modifications. *International Geology Review*, 38(3): 245-267.

Suita, M.T.F.; Pedrosa-Soares, A.C.; Leite, C.A.S.; Nilson, A.A.; Prichard, H.M. 2004. Complexos ofiolíticos do Brasil e a metalogenia comparada das faixas Araçuaí e Brasília. In: Pereira, E.; Castroviejo, R.; Ortiz, F. (Eds.). *Complejos ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos*. Madri, p. 101-132.

- Sun, S.S.; McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: Saunders, A.D.; Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publications*, 42: 313-345.
- Tambara, G.B. 2015. *Gnaisses Piratini: magmatismo de 784 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 51p.
- Tassinari, C.C.G.; Munhá, J.M.U.; Ribeiro, A.; Correia, C.T. 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): the Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episodes*, 24(4): 245-251.
- Teall, J.J.H. 1894. On greenstones associated with radiolarian chert. *Transactions of the Royal Geological Society of Cornwall*, 2: 560-565.
- Teixeira, J.R.S.; Neiva, A.M.R.; Gomes, M.E.P. 2012. Chromian spinels and magnetite of serpentinites, steatitic rocks, tremolite asbestos and chloritites from Bragança massif, northeastern Portugal. *Periodico di Mineralogia*, 81(2): 237-256.
- Tessari, R.I.; Picada, R.S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, 124: 1-147.
- Tickyj, J. H.; Hartmann, L.A.; Vasconcellos, M.A.Z.; Philipp, R.P.; Remus, M.V.D. 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 699-713.
- Trainini, D.R. 1987. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Folhas SI-22 Jaguarão – Rio Grande*. Porto Alegre, Convênio DNPM/CPRM. 8 mapas. Escala 1:250.000.
- Umpierre, M.; Halpern, M. 1971. Edades Rb/Sr en rocas cristalinas del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26(2): 133-151.
- Vasconcelos, A.M.; Gomes, E.M. 1998. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Iguatu – Folha SB.24-Y-B, estado do Ceará*. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 1 CD-ROM.
- Velázquez, J. 2015. *Análisis estadístico de datos geoquímicos de muestras de suelo y roca del área de Cerro La Tuna, Cerro Largo*. Monografía de Graduação, Instituto de Geociencias, Universidad de la República, Montevideu, 124p.
- Valeriano, C.M.; Dardenne, M.A.; Fonseca, M.A.; Simões, L.S.A.; Seer, H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In*: Mantesso Neto, A.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Eds.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 575-592.

Vieira Jr., N. 1985. *Petrologia e geoquímica do vulcanismo Mesozóico de Jaguarão - RS*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 136p.

Vils, F.; Tonarini, S.; Kalt, A.; Seitz, H.M. 2009. Boron, Lithium and Strontium isotopes as tracers of seawater-serpentinite interaction at Mid-Atlantic ridge, ODP Leg 209. *Earth and Planetary Science Letters*, 286: 414-425.

Vine, F.J. 2003. Ophiolites, ocean crust formation, and magnetic studies: a personal view. In: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 65-75.

Vuagnat, M. 1963. Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de le Méditerranée occidentale. *Geologische Rundschau*, 53: 336-357.

Yang, J.S.; Robinson, P.T.; Dilek, Y. 2014. Diamonds in ophiolites. *Elements*, 10(2): 127-130.

Young, D.A. 2003. N.L. Bowen, H.H. Hess, and ultramafic rocks: perspectives on ophiolites before plate tectonics. In: Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Boulder, *Geological Society of America, Special Paper*, 373: 55-63.

Wakabayashi, J.; Dilek, Y. 2003. What constitutes 'emplacement' of an ophiolite? Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. In: Dilek, Y.; Robinson, P.T. (Eds.). *Ophiolites in Earth History*. *Geological Society of London, Special Publications*, 218: 427-447.

Wildner, W.; Ramgrab, G.E.; Lopes, R.C.; Iglesias, C.M.F. 2005. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, escala 1:750.000.

Wildner, W.; Camozzato, E.; Toniolo, J.A.; Binotto, R.B.; Iglesias, C.M.F.; Laux, J.H. 2014. *Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina*. Porto Alegre, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, escala 1:500.000.

Will, T.M.; Frimmel, H.E.; Gaucher, C.; Bossi, J. 2014. Geochemical and isotopic composition of Pan-African metabasalts from southwestern Gondwana: Evidence of Cretaceous South Atlantic opening along a Neoproterozoic back-arc. *Lithos*, 202-203: 363-381.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Londres, Chapman & Hall, 466p.

Wood, D.A.; Marsh, N.G.; Tarney, J.; Joron, J.L.; Fryer, P.; Treuil, M. 1981. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc, and trench, sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60. In: Hussong, D.M.; Uyeda, S.; Blanchet, R.; Bleil, U.; Ellis, C.H.; Francis, T.J.G.; Fryer, P.; Horai, K.I.; Kling, S.; Meijer, A.; Nakamura, K.; Natland, J.H.; Packham, G.H.;

Sharaskin, A. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, United States Government Printing, 60: 611-645.

Wyllie, P.J. (Ed.). 1967. *Ultramafic and related rocks*. Nova Iorque, Wiley, 464p.

Zanini, L.F.P.; Branco, P.M.; Camozzato, E.; Ramgrab, G.E. (Orgs.). 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Florianópolis (Folha SH.22-Z-D-V) e Lagoa (SH.22-Z-D-VI)*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Escala 1:100.000, 252p.